Série A, n° 2554
N° d'ordre :
3426

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

PIERRE ROUTHIER

Première thèse :

ÉTUDE GÉOLOGIQUE DU VERSANT OCCIDENTAL DE LA NOUVELLE CALÉDONIE ENTRE LE COL DE BOGHEN ET LA POINTE D'ARAMA

Deuxième thèse :

PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

soutenues le 26 juin 1952 devant la Commission d'examen.

MM. BARRABÉ... *Président.*
PRUVOST... }
CUVILLIER.. } *Examinateurs.*
ORCEL..... }

PARIS
AU SIÈGE DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE
28, RUE SERPENTE (VI^e^)

1953

Série A, n° 2554
N° D'ORDRE :
3426

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

PIERRE **ROUTHIER**

Première thèse :

ÉTUDE GÉOLOGIQUE DU VERSANT OCCIDENTAL DE LA NOUVELLE CALÉDONIE ENTRE LE COL DE BOGHEN ET LA POINTE D'ARAMA

Deuxième thèse :

PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

soutenues le 26 juin 1952 devant la Commission d'examen.

MM. BARRABÉ . . . *Président.*
PRUVOST . . .
CUVILLIER . . *Examinateurs.*
ORCEL . . . . .

PARIS
AU SIÈGE DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE
28, RUE SERPENTE (VI^e^)

1953

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

Doyen..... M. A. CHATELET.

PROFESSEURS

G. JULIA.....	T	Analyse supérieure et Algèbre supérieure.
A. DENJOY.....	T	Théorie des fonctions.
L. LUTAUD.....	T	Géographie physique et Géologie dynamique.
E. DARMOIS.....	T	Enseignement de Physique.
Robert LÉVY....	T	Physiologie comparée.
Mme RAMART-LUCAS..	T	Chimie organique.
FOCH.....	T	Mécanique physique et expérimentale.
PAUTHENIER.....	T	Electrotechnique générale.
DE BROGLIE.....	T	Théories physiques.
JOB.....	T	Chimie générale.
PRENANT.....	T	Anatomie et Histologie comparées.
COMBES.....	T	Physiologie végétale.
GARNIER.....	T	Géométrie supérieure.
PÉRÈS.....	T	Mécanique des fluides et applications.
LAUGIER.....	T	Physiologie générale.
TOUSSAINT.....	T	Technique Aéronautique.
M. CURIE.....	T	Physique (P.C.B.)
G. RIBAUD.....	T	Hautes températures.
CHAZY.....	T	Mécanique analytique et Mécanique céleste.
CROZE.....	T	Physique théorique et Physique céleste.
DUPONT.....	T	Théories chimiques.
VALIRON.....	T	Calcul différentiel et Calcul intégral.
BARRABÉ.....	T	Géologie structurale et Géologie appliquée.
VAVON.....	T	Analyse et mesures chimiques.
G. DARMOIS.....	T	Calcul des probabilités et Physique mathématique.
J. BOURCART....	T	Géographie physique et Géologie dynamique.
AUBEL.....	T	Chimie biologique.
Mme JOLIOT-CURIE	T	Physique générale et Radioactivité.
PLANTEFOL.....	T	Botanique.
CABANNES.....	T	Recherches physiques.
GRASSÉ.....	T	Evolution des êtres organisés.
PRÉVOST.....	T	Chimie organique.
BOULIGAND.....	T	Application de l'analyse à la géométrie.
CHAUDRON.....	T	Chimie appliquée.
WYART.....	T	Minéralogie.
TEISSIER.....	T	Zoologie.
MANGENOT.....	T	Biologie végétale.
P. AUGER.....	T	Physique quantique et relativité.
MONNIER.....		Physiologie générale.
PIVETEAU.....	T	Géologie.
ROCARD.....	T	Physique.
H. CARTAN.....	T	Mathématiques (E. N. Supérieure).
SCHAEFFER.....	T	Physiologie des fonctions.
LAFFITTE.....	T	Chimie générale.
FAVARD.....	T	Mécanique générale.
COULOMB.....	T	Physique du Globe.
Mlle COUSIN.....	T	Biologie an. (P.C.B.).
CHRÉTIEN.....	T	Chimie minérale.
P. DRACH.....	T	Zoologie.
KASTLER.....	T	Physique.
CHATELET.....	T	Arithmétique et théorie des nombres.
EPHRUSSI.....	T	Génétique.
WURMSER.....	T	Biologie physico-chimique.
BAUER.....	T	Chimie-Physique.
RIVIÈRE.....		Géologie (P.C.B.).
GAUTHERET.....	T	Biologie végétale (P.C.B.).
LUCAS.....	T	Physique.
A. THOMAS.....	T	Evolution des êtres organisés.
ARNULF.....		Optique appliquée.
MAX MORAND....		Physique.
SOLEILLET.....		Physique.
FORTIER.....	T	Mécanique expérimentale des fluides.
DANJON.....	T	Astronomie.
FROMAGEOT.....	T	Chimie biologique.
LAPORTE.....	T	Physique générale et Radioactivité.
JANET.....	T	Mathématiques générales.
PETIT.....	T	Biologie maritime.
QUENEY.....	T	Météorologie et dynamique atmosphérique.
GALLIEN.....	T	Biologie animale (P.C.B.).
EJCHHORN.....		Biologie végétale (P.C.B.).
DE CUGNAC.....		Biologie végétale (P.C.B.).
Mlle CAUCHOIS...	T	Chimie-Physique.
THELLIER.....		Physique du Globe.
AUDUBERT.....		Electrochimie.
L'HÉRITIER.....		Génétique.
GRIVET.....	T	Radio-électricité.
PONCIN.....		Mécanique des Fluides.
THIRY.....	T	Mécanique appliquée.
DUBREIL.....		Mathématiques générales.
QUELET.....		Chimie (P.C.B.).
CAGNIARD.....		Géophysique appliquée.
CHAMPETIER.....		Chimie appliquée.
CUVILLIER.....		Géologie structurale et Géologie appliquée.
JUNG.....	T	Pétrographie.
TRILLAT.....		Physique (P. C. B.).
WIEMANN.....		Chimie (P. C. B.).
JACQUINOT.....	T	Physique (P. C. B.).
VASSY.....		Phys. de l'atmosphère.
DESTOUCHES.....		Théories physiques.
M. PRUVOST.....	T	Géologie.
AMIEL.....		Chimie (P.C.B.).
HOCART.....		Minéralogie.
MACHEBŒUF		Microbiologie.
J.-P. MATHIEU...		Physique (P. C. B.)
COUTEAUX.....		Biologie animale (P.C.B.).
MAY.....		Biologie animale (P. C. B.).
CHOQUET.....		Calcul différentiel.
FELDMANN.....		Biologie (P.C.B.).
GUINIER.....		Physique (P.C.B.).
JOST.....		Biologie (P.C.B.).

Secrétaire..... CH. MONIER.

R. UNIV. BIBLIOTHEEK LEIDEN

EN HOMMAGE

A la mémoire de :

J. Garnier †, découvreur des minerais de nickel et prestigieux industriel.

E. Glasser †, dont l'œuvre est restée, depuis un demi-siècle, l'« A.B.C. » du mineur de la Nouvelle Calédonie.

M. Piroutet †, qui a posé plusieurs bases solides de la stratigraphie de l'île...

A Monsieur le Ministre de la France d'Outre-Mer et à l'Office de la Recherche scientifique Outre-Mer, à Monsieur le Ministre de l'Éducation nationale et au Centre national de la Recherche scientifique, qui ont organisé et financé notre mission...

A ceux des habitants de la Nouvelle Calédonie qui ont compris la portée de nos efforts et nous ont soutenu de leur aide et de leur sympathie. A l'occasion du Centenaire de notre Territoire aux Antipodes puissent nos recherches leur donner une raison supplémentaire de maintenir fermement les mœurs et les intérêts français...

Aux Professeurs L. Barrabé, mon Maître, et P. Pruvost, pour lesquels ma gratitude ne saurait trouver d'expression...

A mes Parents...

Cet ouvrage a pu être édité grâce à une subvention du Ministère de l'Éducation nationale.

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41552216_0048

ÉTUDE GÉOLOGIQUE DU VERSANT OCCIDENTAL DE LA NOUVELLE CALÉDONIE

AVANT-PROPOS

Cet ouvrage ne rend compte que d'une partie du travail accompli, de 1946 à 1950, par une mission géologique de l'Office de la Recherche scientifique Outre-Mer (O.R.S.O.M.) et du Centre national de la Recherche scientifique (C.N.R.S.). Les résultats de ce travail d'équipe ne peuvent, bien entendu, être dissociés. On en trouvera une synthèse préliminaire dans la carte géologique au 100.000e actuellement en cours de publication [1], ainsi que dans la « Légende générale » et les « Notices explicatives » qui l'accompagneront.

Le mémoire qui suit, ainsi que des mémoires ultérieurs, et notamment les travaux des deux autres membres de la mission que nous avons dirigée, serviront à cette carte de description détaillée.

Au total, la surface couverte par l'auteur représente plus du quart de la superficie totale de l'île (fig. 1). Le découpage de cette surface, comme de celles couvertes par mes colla-

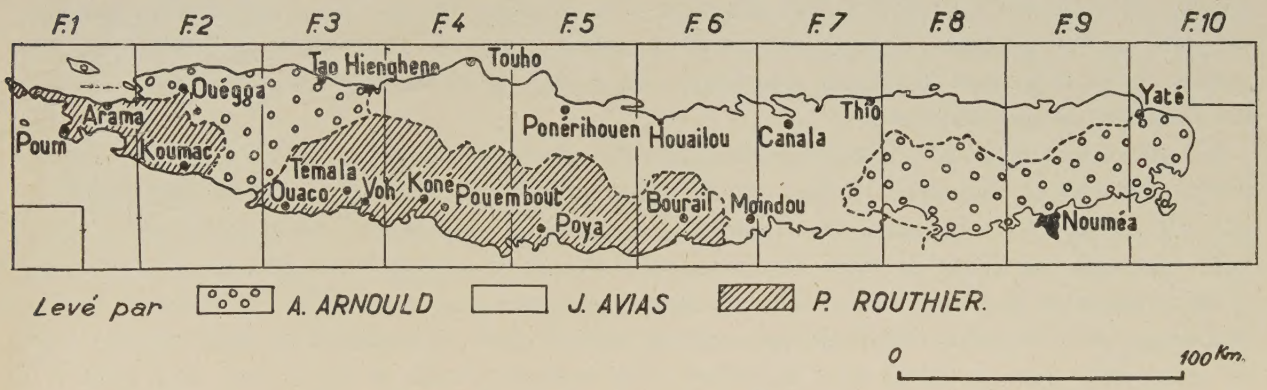


Fig. 1. — Secteurs étudiés et cartographiés par l'auteur et ses collaborateurs.
F 1 à F 10 : Découpage des cartes géologiques au 100.000e.
N. B. — A cette échelle, les limites des secteurs ne peuvent être que très approximatives.

borateurs, ne coïncide pas avec des limites d'unités géologiques. En effet, il n'était pas possible, dans la pratique du travail de terrain, d'adopter de telles limites, d'autant qu'au départ celles-ci ne nous étaient connues que très approximativement d'après le schéma géologique à l'échelle du 1.000.000e donné par M. Piroutet [1917]. Cependant, certaines formations sont plus particulièrement et largement représentées dans telle ou telle zone d'étude. Ainsi les terrains cristallophylliens dans la zone levée par A. Arnould ; le Trias et le Jurassique fossilifères dans la

1. O. R. S. O. M., 20, rue Monsieur, Paris (VIIe).

zone levée par J. Avias ; l'Éocène dans celle que j'ai étudiée. Les limites exactes des secteurs cartographiés par chacun des membres de la mission seront portées en cartouches sur la carte géologique.

Il doit être bien entendu qu'un certain nombre d'idées nouvelles sont nées dans notre mission de manière plus ou moins simultanée et sauraient difficilement appartenir en propre à l'un ou à l'autre. Chaque fois que cela sera possible il sera rendu ici justice à chacun en tenant compte du développement « historique » de nos travaux. Inversement, quelques divergences, surtout dans des conceptions purement théoriques telles que la genèse des péridotites et serpentines, apparaîtront dès maintenant ou dans l'avenir à travers les publications des trois géologues. Cependant les attributions stratigraphiques et les limites des grands ensembles lithologiques se sont effectuées en total accord. Pour le détail à l'intérieur des divers ensembles ou « formations », chacun restera responsable de ses conceptions et affirmations.

***

Il faut souligner rapidement les conditions dans lesquelles ce travail a été exécuté. La conception initiale était en germe dans un vœu de la section de Géologie au « Congrès de la Recherche scientifique dans les territoires d'Outre-Mer » (septembre 1937). « Considérant l'intérêt scientifique et pratique qu'il y aurait à perfectionner l'étude géologique de petites colonies trop réduites pour posséder un Service géologique organique... émet le vœu que des missions temporaires d'assez longue durée y soient envoyées de la Métropole, notamment en Nouvelle Calédonie et en Guyane ». Une décision ne put être prise que près de dix ans plus tard, due à l'initiative de la Commission des Gîtes minéraux du C.N.R.S. et de la Commission de Géologie de l'O.R.S.O.M. Les membres de ces commissions avaient reconnu *le décalage paradoxal entre le développement des exploitations minières néocalédoniennes et l'état d'avancement de la carte géologique.* Il était évident qu'il fallait remédier à ce décalage et que, dans une bonne mesure, du point de vue pratique, la connaissance et la recherche des gîtes minéraux ne pourraient progresser qu'en reprenant le travail à sa base, c'est-à-dire en levant une carte géologique qui ne fut plus une simple esquisse.

L'urgence du travail fit que notre mission dut opérer avant la mise au point d'un fond topographique complet et homogène. Il faut regretter que notre mission ait été suivie, et non précédée, par une mission topographique de l'Institut géographique national qui est partie pour la Nouvelle Calédonie au début de 1951. Cependant il convient de ne pas se montrer puriste à l'excès et de reconnaître que, dans l'ensemble, les cartes topographiques au 40.000e du Service topograghique de la Nouvelle Calédonie qui nous ont servi de base, constituent un fond suffisamment en place pour que les écarts avec la future carte topographique ne soient pas trop sérieux [1]. C'est surtout dans les zones encore vierges de levers topographiques, qui représentent bien au total environ 1/7 à 1/6 de la surface totale, que la mise en place de nos contours géologiques reste très sujette à caution. En effet, si après quinze mois de séjour, nous avons pu disposer d'une collection de photographies aériennes du Département de l'Air des U.S.A., cette collection ne couvrait pas entièrement en verticales la surface de l'île. Dans nombre de zones non topographiées ne tombaient que des photographies aériennes obliques, en système trimétrogone, dont l'accrochage et la restitution n'étaient pas économiquement possibles, en raison de très fortes dénivellations. Dans mon secteur les zones vierges de levers topographiques sont cependant assez rares.

1. Cette remarque est vraie, en tout cas, pour mon secteur. En combinant l'utilisation de ces 40.000e et des photographies aériennes, on parvient à une cartographie de qualité.

Les conditions pratiques d'exécution du travail furent bonnes, grâce aux crédits accordés sur l'intervention de M. le Directeur de l'O.R.S.O.M. par le Fonds d'Investissement pour le Développement économique et social (F.I.D.E.S.). Cependant, s'il convient de signaler que, par rapport à notre prédécesseur Piroutet, nous avons bénéficié d'avantages considérables : réseau routier beaucoup plus développé, déplacements aisés par jeep, nous avons, par contre, rencontré moins de facilités que lui lors de nos déplacements dans la vraie brousse et les forêts. En effet, les indigènes ont abandonné une grande partie des sentiers anciennement fréquentés. L'activité minière s'est concentrée dans un très petit nombre de localités. Les buissons épineux du *Lantana camara* (Verbénacée) ont envahi aujourd'hui la majeure partie de l'île.

***

Après avoir consacré plus de six ans de mon activité à la connaissance de la Nouvelle Calédonie, et surtout à l'élaboration de sa carte géologique, sans doute me sera-t-il permis de ne pas passer sous silence un dernier fait. A la fin de 1949, à la suite d'une divergence de vues avec le Gouverneur Général de l'époque, je dus, pendant cinq mois, achever ma mission par mes propres moyens et au prix de très sérieuses difficultés. Des résultats, en particulier de portée économique, acquis pendant cette période, je suis heureux de faire don à la collectivité et à la Nouvelle Calédonie.

INTRODUCTION

« That the apparent stratigraphic gaps are caused by gaps in our knowledge has been clearly shown by the ever increasing new data. »

(J. H. F. Umbgrove : Geological history of the East Indies. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, vol. 22, n° 1, 1938, p. 16).

RÉSULTATS ANTÉRIEURS ET PLAN DE CET OUVRAGE

La bibliographie vraiment fondamentale se réduisant à très peu d'ouvrages, essentiellement pour la géologie stratigraphique et structurale à celui de M. Piroutet [1917] et pour les gisements minéraux à celui de E. Glasser [1904], il ne nous a pas paru utile de donner isolément, pour débuter, un historique détaillé des recherches antérieures [1]. Nous nous contenterons de nous référer, chaque fois que cela sera utile ou équitable, aux travaux de nos prédécesseurs.

En bref, on peut considérer que Piroutet, après quelques oscillations bien compréhensibles, a posé plusieurs bases solides de la stratigraphie néocalédonienne. Dans la découverte des fossiles [2] il a fait œuvre de pionnier ardent à la tâche et nous a apporté des jalons stratigraphiques fondamentaux : existence de Permien, divisions dans le Trias (encore que celles-ci soient contestables, comme le montrera J. Avias), gamme de fossiles échelonnés entre le Portlandien et le Sénonien, et surtout découverte du Nummulitique. Malheureusement si, dans son travail, on peut retenir assez souvent les grandes lignes positives, on ne doit accorder, par contre, aucune confiance à ce que Piroutet considère comme des lacunes. On verra ici, et également dans les publications de J. Avias, que la lacune entre Norien et Portlandien, admise par notre prédécesseur, n'existe pas, et de beaucoup, dans son intégralité. L'existence du *Lias* est démontrée par J. Avias et nous-même; J. Avias en donne dans un autre mémoire une échelle paléontologique assez serrée [3]. L'existence de *Jurassique supérieur* anté-Portlandien est avancée par J. Avias et nous-même. La lacune du Sénonien au Lutétien n'existe certainement pas, au moins sur un aussi grand intervalle. Et les lacunes régionales dans le Crétacé, admises par Piroutet, sont hautement illusoires. Du même coup toutes les ingressions et régressions marines imaginées par

1. D'ailleurs cette façon de procéder, qui fait de la bibliographie une chose morte, ne permet pas non plus de bien distinguer ce qui est dû aux prédécesseurs de ce qui est apport nouveau.

2. Malheureusement Piroutet n'a pu donner aucune figuration de ses fossiles. D'autre part, parmi ses matériaux, conservés au laboratoire de Géologie de la Sorbonne, à la Galerie de Paléontologie du Muséum d'Histoire naturelle au Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Besançon (ici seulement quelques tiroirs), nous n'avons pu trouver que très peu d'échantillons provenant à coup sûr de notre secteur d'étude. Seules quelques lames minces semblent s'y rapporter. Une portion importante des matériaux de notre prédécesseur conservée au Musée de Salins, est entrée récemment dans la confection de béton. Une telle dispersion est lamentable et met l'accent à la fois sur le grave danger que présente la dissociation de collections recueillies par un auteur dans une région déterminée, et sur la grande misère des locaux réservés aux collections géologiques.

3. Ce manuscrit était achevé lorsqu'a été déposée (3 mai 1952), à la Faculté des Sciences de Nancy, la thèse de J. Avias. Cette thèse consacrée essentiellement aux terrains carbonifères, permiens, triasiques et jurassiques *de la bande côtière occidentale*, ne peut guère modifier nos propres travaux. Nous en avons tenu compte, cependant, dans quelques additions.

Piroutet deviennent sujettes à caution. Avant de préciser l'extension chronologique des lacunes il convient donc de rebâtir la stratigraphie et il est préférable d'écrire, par exemple, que l'on ne connaît pas le Toarcien ou le Jurassique moyen en Nouvelle Calédonie que d'affirmer qu'aucune couche ne les y représente. On comprendra, dès lors, pourquoi nous plaçons en exergue la juste réflexion d'un grand géologue néerlandais.

Notre apport stratigraphique pour les terrains anté-éocènes n'est pas très abondant et nous pensons que cela tient en grande partie à la nature du terrain. Mais nous espérons qu'il sera possible de faire mieux dans l'avenir. C'est surtout sur les terrains nummulitiques qu'a porté notre effort. Nous avons mis en évidence que la stratigraphie de l'Éocène due à Piroutet est erronée et ceci est susceptible de porter des conséquences dans le domaine des recherches de pétrole.

En ce qui concerne la lithologie et la pétrographie, Piroutet n'a apporté que des informations rudimentaires et imprécises. Il faut observer que ses descriptions sont parfois plus complexes que ne l'est la réalité parce qu'il a souvent bel et bien énuméré des aspects d'altération des roches et non des roches fraîches. L'étude des roches sédimentaires, ignées et métamorphiques, restait à entreprendre ou à compléter. Certes, sur les roches à glaucophane et les péridotites, le grand maître A. Lacroix a apporté des contributions capitales, qui souffrent cependant de l'absence du contexte de terrain. Nous l'apportons ici mais il reste certainement beaucoup à faire. C'est d'ailleurs surtout à propos des péridotites qu'a été commise l'une des plus grosses erreurs. Piroutet et d'autres auteurs les affirment enracinées alors que les plus grandes masses de ces roches sont « en l'air ».

Dans le secteur que nous avons étudié, Piroutet n'a signalé qu'un très petit nombre de fossiles et n'a pu analyser la stratigraphie de façon aussi détaillée que dans les régions plus méridionales et en particulier celle de Moindou. Au cours de plus de trois années de recherches, j'ai pu découvrir un petit nombre de gîtes fossilifères nouveaux qui permettent, dans certains cas, de serrer d'un peu plus près l'âge des grands ensembles lithologiques mais n'autorisent pas toutefois une stratigraphie aussi détaillée que celle établie par Piroutet au S du col de Boghen. D'ailleurs, cette stratigraphie des terrains triasiques, jurassiques et crétacés au S du col de Boghen, sera revue par J. Avias et A. Arnould ; J. Avias a déjà donné d'intéressantes précisions à cet égard [1950, 1951, 1952].

Dans les régions que nous avons étudiées, il convient de distinguer des *unités lithologiques ou formations* assez bien distinctes (tableau ci-contre). En règle générale, il n'est guère possible d'encadrer avec précision l'âge de ces formations. La détermination de leurs rares faunes permet cependant de préciser que telle ou telle partie du Trias, du Jurassique, du Crétacé ou de l'Éocène y sont représentées. C'est pourquoi, sur la carte géologique seront figurés souvent, non pas des divisions stratigraphiques bien définies, mais *des formations et des faciès*.

Ces grandes formations sont essentiellement : *la formation des grauwackes* qui comporte certainement du Trias, notamment du Norien, et du Lias anté-toarcien — *la « formation à charbon »* qui comporte du Jurassique supérieur, du Crétacé moyen (?) et du Crétacé supérieur (Sénonien) — *la formation des phtanites* (et calcaires), qui comporte très probablement de l'Éocène inférieur — *la formation des grands épanchements sous-marins basaltiques paléogènes* avec son équivalent (partiel) latéral, *la « formation du Flysch »* de Bourail, qui comporte certainement surtout de l'Éocène supérieur — enfin *la formation marine soulevée de Népoui*, d'âge miocène, puis les dépôts côtiers à gypse, soulevés, et les alluvions. Indépendamment de ces formations plus ou moins rigoureusement datables nous étudierons deux autres unités : *les terrains cristallophylliens*, largement représentés, surtout dans le Nord : vallée du Diahot et presqu'île d'Arama — *les péridotites et serpentines* qui, pour le gros de leur volume, forment manifestement un ensemble

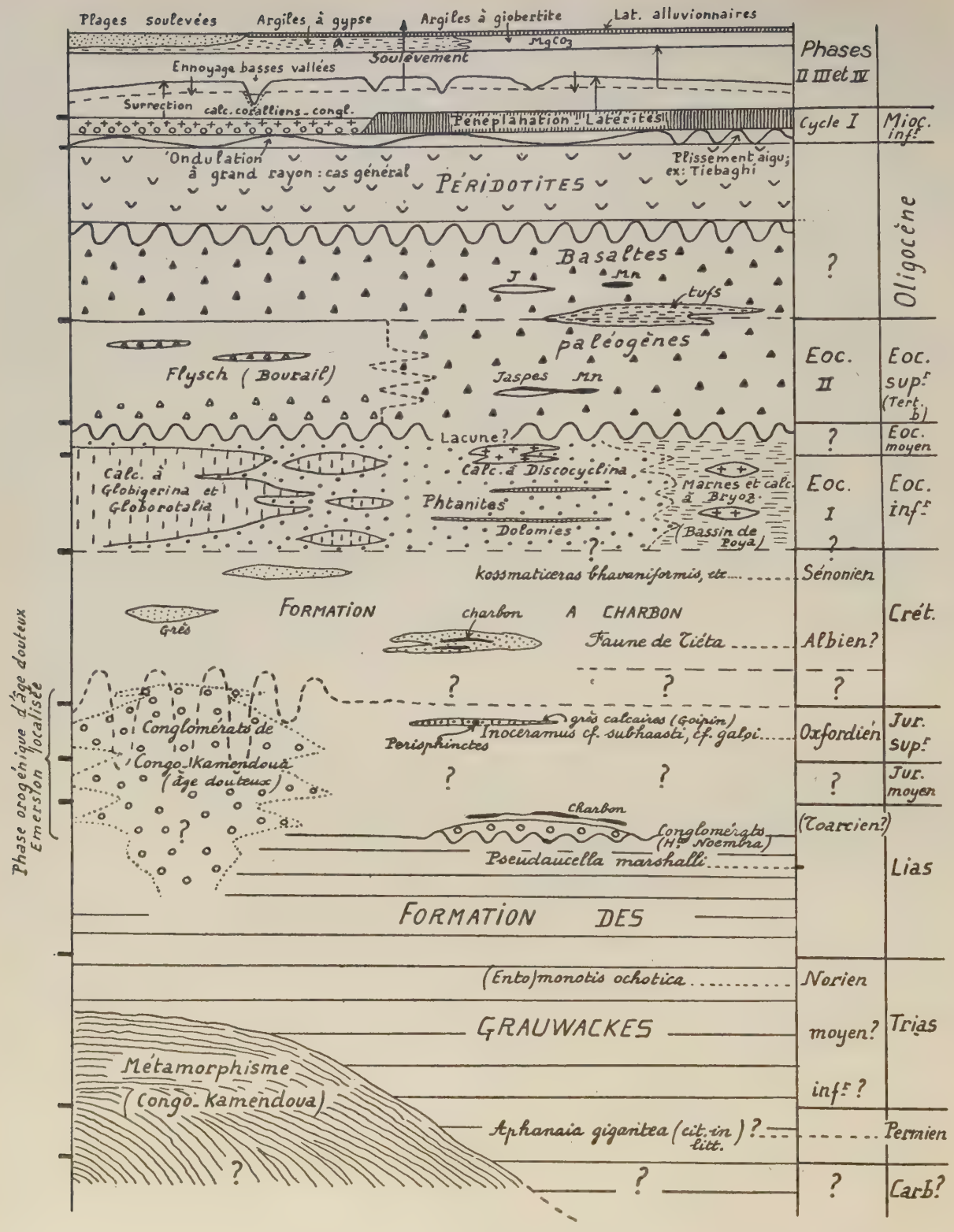


Tableau schématique récapitulant les grands traits de la lithologie et de l'histoire géologique du secteur étudié.

N. B. — Les épaisseurs relatives des diverses formations ne doivent pas être considérées comme représentatives des rapports de leurs épaisseurs réelles.

Ce schéma n'est qu'historique. Il ne montre pas les relations spatiales des diverses formations. Par exemple, les basaltes paléogènes ne recouvrent pas le flysch de Bourail ; les latérites alluvionnaires du sommet du tableau ne recouvrent pas les péridotites et les latérites en place...

superposé à tous les autres et qui, en raison des problèmes spéciaux qu'elles posent, méritent d'être étudiées séparément.

Certaines de ces unités lithologiques contiennent des minéralisations, exploitées ou non, dont l'étude aurait certes pu être entièrement intercalée à sa place, dans son contexte lithologique. Cependant, pour des raisons de commodité, pour ne pas rompre la continuité de l'exposé, et surtout parce que la partie économique de notre travail s'adresse tout spécialement aux exploitants, mineurs et prospecteurs, que les considérations purement géologiques n'intéressent que secondairement, il nous a paru préférable d'isoler l'étude des gisements et indices dans un autre mémoire. Toutefois, dans chaque unité lithologique, les gîtes minéraux seront mis en place avec quelques indications sur leur genèse et leur répartition. Enfin nous n'avons pas cru devoir, comme on le fait souvent, ouvrir notre description par un aperçu géographique et morphologique. Nous pensons au contraire qu'il est préférable de reporter l'étude morphologique à la fin, car celle-ci doit être fondée sur la connaissance des unités lithologiques et des faits structuraux essentiels. D'ailleurs, cette étude géomorphologique sera brève ; une telle étude détaillée ne présenterait d'intérêt que si l'on pouvait disposer d'un fond topographique homogène, en courbes de niveaux, traduisant fidèlement les formes du terrain. J'y ai inclus l'analyse des oscillations récentes qui conditionnent les formes actuelles. Mais il ne fait pas de doute qu'une étude détaillée devrait être entreprise par un géographe qualifié.

De temps à autre nous évoquerons, avec prudence, certaines comparaisons possibles avec l'Australie, les îles des Indes orientales, et surtout avec la Nouvelle Zélande et la Nouvelle Guinée. Cette prudence est motivée par le grand éloignement de ces îles, tel que, souvent, une comparaison entre elles et la Nouvelle Calédonie ne présente pas plus de portée qu'une comparaison entre les Alpes occidentales et les Karpathes. Certes il y aurait eu intérêt à pousser plus fréquemment des incursions dans le domaine indonésien mais, outre que cela eut encore allongé le mémoire, *j'ai préféré présenter d'abord un exposé local et aussi objectif que possible et réserver pour l'avenir les grandes spéculations d'anatomie comparée des chaînes.*

En raison de la remarquable homogénéité latérale des faciès, il nous a paru peu expédient d'adopter une division géographique. Nous avons préféré traiter successivement les unités lithologiques en indiquant, seulement lorsqu'il y a lieu, les variations régionales à l'intérieur de ces unités. Dans ce cas, lorsque sont citées des localités ou des positions géographiques, nous avons souvent noté, entre parenthèses, le numéro de la feuille au 100.000e correspondante (ainsi : f. 1, f. 2).

Pour qui voudrait se reporter aux roches, aux plaques minces et aux fossiles étudiés, notre collection déposée en grande partie au Laboratoire de Géologie appliquée de la Faculté des Sciences de Paris, et pour une faible part, au Laboratoire de Géologie de l'École Normale Supérieure, pourra faire foi. Ces échantillons et plaques minces sont numérotés de façon indélébile et les numéros sont toujours précédés de l'indicatif *R*. La plupart de ces numéros d'échantillons sont d'ailleurs reportés sur les minutes au 40.000e de nos levés. Un bon nombre sont cités entre parenthèses dans le texte de ce mémoire.

L'illustration a été dirigée par les principes suivants. Les figures au trait sont peu nombreuses. Certes nous n'avons pas disposé de moyens suffisants pour en réaliser un plus grand nombre. Cependant, à notre avis, la véritable et essentielle illustration d'un tel mémoire est la carte géologique détaillée au 100.000e, actuellement en cours de publication. Mais à cette échelle l'île se développe sur plus de 4 m, format peu commode pour le lecteur qui ne désire pas s'intéresser aux moindres détails. Aussi prévoyons-nous la publication d'une carte au 400.000e, qui constituera l'illustration normale, non seulement de notre mémoire, mais aussi de celui de J. Avias et d'autres publications éventuelles. Cette échelle permettra, en outre, la superposition des cartes gravimétriques et magnétiques dressées par la Section de Géophysique de l'Institut français d'Océanie (Mlle Y. Crenn et J. Metzger).

L'illustration photographique se compose de planches qui serviront à la compréhension, non seulement

de ce premier mémoire mais encore de celui que nous projetons sur les Gisements minéraux. Nous avons délibérément renoncé à la présentation de roches banales ou déjà figurées dans d'autres mémoires ; cette remarque s'applique en particulier aux roches métamorphiques, aux péridotites, aux minerais de nickel et à la giobertite, si bien illustrés dans les mémoires d'A. Lacroix [1941, 1942].

Les photographies aériennes verticales et obliques, complétées par des photographies à terre, ont été conçues surtout comme un « guide » pour ceux qui, de la mer, du bord des routes, d'un sommet de l'intérieur ou des airs chercheront à comprendre l'infrastructure géologique de ces paysages si remarquables par leur sévère grandeur.

AVERTISSEMENT AU LECTEUR

Des considérations qui vont succéder, il ressort qu'à première vue nos conclusions sembleront, en certains points, marquer par rapport à celles de Piroutet, une « régression », en ceci qu'elles seront souvent moins affirmatives. Cette régression est motivée par la prudence et par la préoccupation constante de ne pas faire dire aux faits actuellement acquis plus qu'ils ne signifient. Nous espérons qu'au terme de l'examen de ce mémoire notre lecteur aura compris les motifs de notre prudence et voudra bien la partager.

Nous ne nous dissimulons pas que ce mémoire contient de nombreuses imperfections. Son unité géographique est hautement arbitraire. Notre lecteur voudra bien, à cet égard, se souvenir qu'il n'est pas seulement ce que nous l'avons fait mais encore ce que certaines circonstances l'ont fait. Il est une partie du travail d'une équipe et le découpage de ce travail devait tenir compte de diverses considérations et notamment des conditions géographiques et des possibilités d'accès. Les imperfections qu'on doit imputer à l'auteur sont en partie dues au temps qu'il était raisonnable de consacrer à cette mise au point. En effet, l'O.R.S.O.M. et le C.N.R.S. ont envoyé cette mission en Nouvelle Calédonie *pour dresser une carte géologique qui doit être accompagnée d'un commentaire substantiel.* Nous n'avions donc pas à choisir un thème qui nous paraissait particulièrement séduisant ou productif mais à rédiger une *monographie régionale.* Actuellement les travaux de synthèse graphique sont en cours à l'O.R.S.O.M. et la première feuille au 100.000e (Arama-Poum) est parue. Nous avons désiré que ce mémoire et la carte géologique sortent d'impression à peu près synchroniquement pour que, dès la diffusion de la carte, une première description d'une partie importante de l'île puisse en faciliter la compréhension.

Enfin une certaine rapidité d'exécution était souhaitable d'un autre point de vue. La pauvreté de nos connaissances géologiques sur la Nouvelle Calédonie n'a pas, bien entendu, été aperçue par les seuls Français mais aussi par plusieurs nations circum-pacifiques. Durant la deuxième guerre mondiale des géologues et ingénieurs de plusieurs nationalités eurent l'occasion de stationner plus ou moins longuement dans l'île. Peu de mois après nos études de terrain sur le dôme de Tiébaghi, par exemple, a paru un travail américain sur des gisements de chromite de la Nouvelle Calédonie. Sans s'exagérer la question de prestige, il fallait cependant tenir compte d'une certaine « course » à la publication et éviter qu'avant leur présentation nos résultats se trouvent partiellement déflorés.

Entre les termes du dilemne : faire bien — faire vite, nous espérons avoir pu trouver un moyen terme satisfaisant et d'ailleurs provisoire.

***

TERMINOLOGIE UTILISÉE

Faciès. — En 1948, une réunion de la Société géologique d'Amérique a confronté diverses opinions sur les nuances et l'extension du terme faciès et de ses dérivés. Lors de la discussion Ph. B. King [*1949*, p. 168] a très justement proposé, au lieu de créer de nouveaux termes dont l'usage nécessite une clef, d'utiliser les périphrases adoptées par Mac Kee [*1949*, p. 39 et 42] à savoir : 1) faciès de lithologie différente mais de même âge ; 2) faciès de lithologie similaire mais d'âge différent.

Ainsi, lorsque nous parlerons des faciès « grauwacke », il doit être entendu que, dans la plupart des cas, il s'agit de faciès de lithologie similaire mais d'âge différent puisque, dans ces grauwackes, nous rencontrons des fossiles indiquant le Trias et le Lias.

Par contre lorsque, décrivant les faciès de l'Éocène I, nous distinguerons les phtanites, calcaires à *Globigerina* et *Globorotalia*, etc..., il apparaît clairement qu'il s'agit de faciès lithologiquement différents mais de même âge, sous réserve, bien entendu, que cet âge soit considéré dans le sens très large et imprécis que nous lui assignons.

Terminologie des roches. a) *Sédimentaires.* — D'une façon très générale, nous nous sommes conformés aux définitions de Cayeux, largement adoptées en France. Mais certains termes ne sont pas définis par cet auteur, notamment celui de grauwacke si largement utilisé dans ce mémoire. Nous justifions plus loin l'emploi de ce terme qui, après avoir été utilisé dans des acceptions différentes en Europe, a fini par cristalliser dans les littératures américaine, néozélandaise et autres sous une forme très similaire à celle adoptée par J. de Lapparent pour les grauwackes du Dévonien de la Bruche.

A chaque fois que nous avons cité des roches étrangères dont le nom ne pouvait être traduit sans ambiguïté, nous avons conservé la dénomination anglaise : shale, mudstone, siltstone.

b) *Éruptives.* — Nous avons utilisé uniquement la classification chimico-minéralogique de A. Lacroix [*1933*]. Il nous a paru superflu d'utiliser d'autres systèmes, et de même, au stade actuel des recherches, d'accumuler des diagrammes de composition chimique. Ceux-ci, pour avoir vraiment une portée, nécessitent un grand nombre d'analyses. De plus, les roches éruptives que nous avons pu étudier ne présentent pas de variations assez notables pour que des diagrammes d'évolution puissent être construits.

c) *Métamorphiques.* — Il ne nous semble pas que leur terminologie puisse présenter ici des difficultés particulières, sauf cas spéciaux qui seront examinés au cours du développement.

Formations. — L'expérience de Piroutet nous a enseigné à plusieurs reprises, comme on le verra, que les divisions chronologiques sont éphémères et fluctuantes.

La base d'une cartographie objective de l'île ne pouvait donc être que la distinction des grandes unités lithologiques. Quel nom convenait-il d'adopter pour ces unités ? Le seul convenable est celui de *formation*. D'après Krumbein et Sloss [*1951*, p. 27] la formation, unité fondamentale dans la classification locale des roches, doit être établie sur des limites qui peuvent être tracées sur le terrain. Les formations devront, le plus possible, être distinguées d'après leur dominante lithologique. Une formation est une unité génétique et représente une « réponse à un environnement ». En principe, comme le rappellent ces auteurs, les formations doivent être nommées par deux désignations : géographique et lithologique. Nous nous sommes conformés à cette règle pour les formations dont l'extension géographique est relativement étroite : ainsi la formation des conglomérats et arkoses de la vallée de la Congo. Pour les autres dont l'extension est celle de presque toute l'île, il n'a pas été jugé utile d'alourdir la nomenclature par une désignation géographique ; par exemple, nous écrivons : la formation des grauwackes. Cependant, il doit être entendu qu'une telle formation peut n'être pas représentée partout ; ainsi elle ne semble pas être présente dans les terrains métamorphiques du N de l'île.

Les formations que nous avons distinguées comprennent toutes certainement des terrains appartenant à plusieurs étages, certaines même contiennent des terrains appartenant à plusieurs systèmes ou portions de systèmes. Ainsi la « formation à charbon » comporte des terrains d'âge jurassique supérieur et de diverses portions du Crétacé.

Les cadres de ces formations ont été imposés par la vision du terrain. En ce sens, nous pensons que les contacts figurés sur la carte au 100.000e ne seront pas sujets à revision importante. Chacune de ces formations pourra être, dans l'avenir, stratigraphiquement « nourrie ». Nous ferons observer toutefois qu'une cartographie plus détaillée basée sur la stratigraphie de ces formations, ne sera pas aisée parce que ces formations sont très homo-

gènes et que la distinction de niveaux repères n'y est pas commode. Encore aurait-on les preuves paléontologiques que de nombreux étages du Crétacé sont représentés dans la formation à charbon, par exemple, qu'il resterait très difficile de cartographier les limites d'étages parce que les faciès et microfaciès de ces « étages » sont très similaires.

Abréviations.

f.	renvoie à une feuille de la carte géologique au 100.000e éditée par l'O. R. S. O. M. (20, rue Monsieur, Paris, VIIe).
[nom et date]	renvoie à la Bibliographie « Nouvelle Calédonie ».
[*nom et date*]	renvoie à la Bibliographie « Autres régions et traités généraux ».
numéro entre ()	no de l'échantillon dans la collection de l'auteur.
G et *GR*	*Globigerina* et *Globorotalia.*
creek	terme anglais très usité en Nouvelle Calédonie pour désigner un torrent, une petite rivière.
C. T. A. C., C. N. R. S.	Centre technique d'analyse chimiques du Centre National de la Recherche scientifique.
L. M. C. P.	Laboratoire municipal de Chimie de la ville de Paris.
O. R. S. O. M.	Office de la Recherche scientifique Outre-Mer.

Le dépliant de coupes constitue la planche XXV. Chaque fois que le texte renvoie à une coupe affectée d'un numéro en chiffres romains (par exemple coupe I), se reporter à la pl. XXV.

***

De nombreuses personnes nous ont aidé, à deux titres principaux :

Les unes nous ont facilité la réalisation de notre mission. Ce sont : MM. les Gouverneurs Talec et Parisot ; MM. R. Bernier, Marillier, G. Dubois et tout le personnel du Service topographique ; Ph. Coste et Rapadzi, Directeurs à Paris et à Nouméa de la Société Le Nickel ; Sinclair, Noellat et Reed, Directeurs successifs de la Mine Chagrin ; Bergmann et Ruberty, Directeur et Ingénieur de la mine Tiébaghi ; Dix, Directeur de la Société d'élevage de Ouaco ; R. Pognon, J. et Cl. Brunelet, A. Castex, Normandon, L. Surget, Michel, Ch. et P. Song, Ch. Metzdorf, Eschenbrenner, tous concessionnaires, colons ou connaisseurs de la brousse et des affleurements minéralisés ; les R. P. Barbeau, Cros, Gagnaires, Guénault et le Pasteur Benignus, qui nous ont largement fait bénéficier de leur hospitalité.

Les autres nous ont apporté leur aide dans la mise au point scientifique de nos travaux ou dans l'élaboration du mémoire.

Ce sont : MM. R. Combes, Directeur de l'Office de la Recherche scientifique Outre-Mer, membre de l'Institut, et G. Teissier, anciennement Directeur du Centre National de la Recherche scientifique. Les membres de la Commission de Géologie de l'O.R.S.O.M. : MM. les Professeurs Abrard, Barrabé, Fallot, Jacob, Lanquine, Lutaud, Orcel, Roubault et M. P. Legoux, Chef du Service des Mines de la France d'Outre-Mer. Des savants à la compétence desquels nous devons la détermination de macro et de microfossiles ; MM. les Professeurs J. Cuvillier et A. Lanquine, MM. A. Chavan et J. Sornay, Mme Basse de Ménorval, Mlle Aurouze.

Des maîtres qui, à des titres divers, ont créé le « climat » favorable nécessaire à l'éclosion de toute œuvre de longue haleine : M. le Professeur Barrabé, dont je suis le collaborateur depuis 1940, et qui m'a fait bénéficier des conseils, des fonctions, du temps nécessaires, et de son souci permanent de rigueur scientifique et d'équité, MM. les Professeurs Cuvillier, Glangeaud, Lanquine, Orcel, Pruvost qui ont été pour moi des guides et des soutiens très cordiaux.

Des collègues et amis : Mme E. Jérémine, Mlles S. Caillère, Y. Crenn et S. Duplaix, M. A.

Arnould qui fut pour moi, en Nouvelle Calédonie, un collaborateur de haute qualité, MM. E. Bruet, J. H. Brunn, Dautry, G. Deicha, F. Ellenberger, Cl. Guillemin, M. Leenhardt (ancien Directeur de l'Institut français d'Océanie), M. Lenormand (Député de la Nouvelle Calédonie), G. Millot, J. Nicolas, Th. Oriol, J. Ricour.

MM. Cl. Camors et P. Mémin, M^mes^ Odier-Haumont, Y. Alpern, J. Francès et P. Routhier, qui se sont dévoués inlassablement à la préparation des plaques minces, des clichés des planches et du manuscrit.

Enfin de nombreux géologues étrangers, parmi lesquels, aux U.S.A. : les D^rs^ O. Haas et N. D. Newell, le Prof. Ch. Behre Jr ; en Australie : les Prof. W. R. Browne et C. Teichert ; en Nouvelle Zélande : les D^rs^ C. A. Fleming, H. E. Fyfe, J. Marwick, J. Reed et les Prof. Ch. Cotton et A. Lillie ; en Nouvelle Guinée : le D^r^ M. F. Glaessner ; en Hollande : les Prof. H. A. Brouwer, W. Nieuwenkamp, H. Schürmann, R. W. Van Bemmelen, J. Westerveld.

Encore ne suis-je malheureusement que trop certain d'omettre ici beaucoup de ceux qui, lors de mon voyage aux Antipodes ou après, m'ont aidé scientifiquement et matériellement. Que tous soient assurés de ma profonde et durable gratitude.

Laboratoire de Géologie appliquée.

Paris, juin 1952.

ESQUISSE STRUCTURALE DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

On pourra suivre cette esquisse sur la carte géologique au 400.000e.

Dans l'ensemble, la direction des plis est conforme à l'allongement de l'île, parallèle aux côtes, et du type « pacifique ». Mais deux grandes inflexions accidentent cette direction générale.

1. La première de ces inflexions est marquée par ce que nous appelons : l'*arc métamorphique septentrional*. Cet arc s'allonge depuis la presqu'île d'Arama et la basse vallée du Diahot jusqu'au cap Touho et Ouagap. D'abord orienté NW-SE, il se coude en direction W-E à partir de la haute Faténaoué et de la Congo.

Cet arc est constitué de terrains métamorphiques : grauwackes métamorphiques, phyllades, séricitoschistes, schistes chloriteux, micaschistes et gneiss. Des lentilles et sills de gabbros et de dolérites inclus dans ces formations paramétamorphiques y ont été très fréquemment transformés en glaucophanites ou en roches vertes du type prasinites. Des péridotites et serpentines en appareils souvent filiformes y sont intrusives. Les deux plus grosses masses de ces roches : le Oua-Tilou et le Tchingou se sont installées dans la région coudée de l'arc.

Dans la zone de torsion (Congo, fond du bassin de Koné) les terrains métamorphiques sont poussés vers le SW, c'est-à-dire vers l'extérieur, sur les formations plus récentes. Nous montrerons que, dans cette région, eut lieu entre le Trias supérieur et le Sénonien — et peut-être au Jurassique supérieur — une émersion, donc une phase orogénique anté-éocène. Il se dessinait là, bien avant les plissements cénozoïques, un arc insulaire.

2. Au SW, la région que nous avons étudiée est limitée par un arc de terrains éocènes, que nous appelons *arc Cap Goulvain-Bourail*. Cet arc convexe vers le NNE, est déversé vers le SW, donc vers l'intérieur, sur un flysch éocène dont la structure est très calme. Ce dispositif structural et divers traits de l'histoire stratigraphique de cette région, depuis le Permien jusqu'à l'Éocène, suggèrent l'existence en profondeur d'une masse que nous dénommons *voussure méridionale*. Contre cette masse serait venu se mouler l'arc Goulvain-Bourail. Les roches ultrabasiques sont extrêmement rares dans cette zone et n'apparaissent qu'en tout petits appareils dans les plis serrés de l'arc Cap Goulvain-Bourail. La voussure méridionale relativement rigide et la compression contre cette masse ont fait obstacle à leur montée. Il est probable que cette voussure se prolonge plus loin vers le SE (en dehors de notre secteur) sous la baie de Moindou et peut-être bien au delà.

La voussure méridionale doit être considérée comme correspondant à la marge de la *Tasmantis*, ou d'un fragment de la *Tasmantis*, terre qui, dès la fin du Paléozoïque, aurait isolé le géosynclinal papou du géosynclinal tasman bordant l'Australie orientale.

3. Entre l'arc métamorphique septentrional et l'arc méridional (Cap Goulvain-Bourail) s'allonge une zone médiane, remplie de terrains sédimentaires : grauwackes de la haute Poya, du mont Katepouenda et du haut bassin de la Pouembout — formation des conglomérats de la Congo, formation à charbon, formation phtanitique et calcaire (Éocène I), et de terrains volcaniques : épanchements sous-marins de basaltes α ou basalt-andésites d'âge paléogène. Dans l'ensemble, cette série de terrains, dont l'âge s'échelonne au moins depuis le Permo-Trias jusqu'à l'Éocène supérieur, dessine un vaste synclinorium dont le cœur est rempli par les épanchements paléogènes.

C'est à cette unité que nous donnons le nom de *sillon*. Tout le long du sillon apparaissent les plus gros massifs ultrabasiques (péridotites et serpentines) de la région étudiée. La plupart de ces massifs reposent sur les basaltes paléogènes et constituent en quelque sorte la fin du remplissage du sillon. Nous les considérons comme les fragments d'un feuillet très épais, autrefois continu, épanché par dessus les basaltes.

4. Des formations identiques se retrouvent sur le versant oriental, depuis le cap Baye jusqu'à la vallée de Thio. Entre le sillon, défini sur le versant occidental, et ces formations en partie identiques du versant oriental, surgissent de longs alignements de terrains métamorphiques, dirigés dans l'ensemble comme l'île. Nous les dénommons (faute de mieux) : *intumescences métamorphiques médianes*.

La plus grosse de ces intumescences s'étend depuis la région de Montfaoué, dans le bassin de Poya, jusqu'au plateau de Dogny, en amont de Fonwhary. Là où nous avons observé son contact avec les formations sédimentaires du sillon, elle plonge sous ceux-ci et n'est pas déversée au SW comme la portion sud de l'arc métamorphique septentrional. L'âge des terrains métamorphiques de cette intumescence, sa signification paléogéographique et structurale nous échappent encore. Rien ne prouve encore qu'elle ait, aux temps mésozoïques, formé un arc insulaire comme l'arc septentrional. Cependant une probabilité de raccord avec cet arc septentrional est indiquée par le petit arc métamorphique de la haute Nounin, à l'E du mont Katepouenda.

Des serpentines et péridotites apparaissent dans les intumescences métamorphiques médianes mais de préférence à leur contact avec les formations sédimentaires du sillon. Sont à signaler, en particulier, le massif de Montfaoué, qui s'insinue dans les plis serrés du fond du bassin de Poya, et le massif de la haute Téné, au NE de Bourail. Ce dernier apparaît comme introduit dans un vaste décollement entre l'intumescence métamorphique médiane et la formation à charbon et les terrains éocènes du sillon.

On voit que les divers massifs ultrabasiques : ceux de l'arc métamorphique septentrional, ceux du sillon, et ceux qui se glissent entre les intumescences métamorphiques médianes et le sillon, s'ils sont peut-être synchrones, ne présentent pas tous la même signification paléogéographique et structurale.

Telles sont les grandes lignes que l'on peut provisoirement distinguer dans la région étudiée ici. Des détails seront apportés dans l'essai tectonique. Cette esquisse n'a pour but que de faciliter la compréhension de l'étude qui suit.

LA FORMATION DES GRAUWACKES

(Permien ? Trias-Lias)

Sommaire. — La première formation datable de notre secteur est caractérisée par l'abondance de roches répondant à la définition moderne des grauwackes, roches alternant avec des lits de schistes noirs, fins, à chlorite. En dehors des plagioclases (andésine) et de pyriboles [1] (augite et très rarement hornblende brune) détritiques, les grauwackes contiennent de nombreux microgalets d'une roche microlitique (andésite).

Si l'on peut, au moins en partie retrouver la source des plagioclases et des pyriboles dans la destruction de roches ignées identiques à celles qui ont été observées en place dans la formation, les microgalets de roches d'épanchement semblent pouvoir provenir d'une ou plusieurs terres occidentales intermédiaires entre la Nouvelle Calédonie et l'Australie ; cette suggestion s'appuie sur des comparaisons avec les terrains de même âge d'Australie.

La formation des grauwackes comporte sans doute ici du Permien, annoncé par Piroutet, mais que nous ne pouvons confirmer, et certainement du Trias supérieur, avec plusieurs variétés d'*Entomonotis ochotica* et du Lias post-hettangien et anté-toarcien à *Pseudaucella marshalli*. Vers le bas, rien n'interdit, mais ne prouve, qu'elle descende plus bas que le Permien. Vers le haut, elle semble ne pas dépasser le Jurassique moyen, et en tout cas, n'atteint pas le Callovo-Oxfordien. Elle doit être rapprochée de la série : « undifferientated Jurassic-Triasic-Permian » et du « système d'Hokonui » des géologues néozélandais.

Quelques considérations sur les conditions de dépôt de cette formation sont évoquées, à titre de comparaison avec des notions modernes de sédimentologie.

Outre les données lithologiques nouvelles, et leurs conséquences paléogéographiques possibles, le résultat nouveau essentiel est l'existence du *Lias* dans notre secteur. La lacune entre Norien et Portlandien admise par Piroutet doit donc pour le moins être réduite.

***

C'est de façon un peu arbitraire que nous avons désigné cette série sous le nom de son faciès le plus caractéristique et le plus répandu.

La bibliographie se rapportant à cette formation dans notre secteur d'étude se réduit à fort peu de choses. Piroutet [1917] mentionne seulement : la bande de « Permo-Trias » de la Faténoué [p. 113] dont il indique le trajet et, très grossièrement, la constitution lithologique et la présence possible de schistes permiens à *Aphanaia gigantea* dans le haut de la Nogromou (haute rivière de Ponerihouen), sur un contrefort du mont Guaralodi (aujourd'hui Guaradodou), tout contre la réserve indigène de Ouaté [p. 117]. Encore les *Aphanaia gigantea* qui proviendraient de ce point n'ont-ils pas été collectés par Piroutet lui-même. L'attribution au Permo-Trias des couches de ces régions était donc essentiellement basée sur des considérations de faciès. Cette attribution se trouve confirmée par la découverte de quelques gisements d'*Entomonotis* et complétée par la découverte de Lias à *Pseudaucella marshalli* dans le massif du Katepouenda, dans le haut de la vallée de Népoui.

Ce n'est pas la première fois que le Lias est signalé en Nouvelle Calédonie. Sur la foi de déterminations de Lamellibranches par Munier-Chalmas et d'Archiac, Garnier [1867] l'a mentionné et même figuré sur sa carte géologique. Pelatan [1892] en a fait également mention. Piroutet [1917, p. 122 à 124] a fait justice de ces

1. Ce terme, dû à Johannsen [*1939*], n'est pratiquement pas utilisé en France. Nous l'adoptons cependant car il est commode et en accord avec la parenté structurale des pyroxènes et amphiboles.

déterminations et attributions erronées et montré que les terrains « liasiques » en question doivent en réalité être considérés comme crétacés ou même tertiaires. Plus généralement, avant les recherches de notre mission, on n'avait pas démontré la présence de terrains jurassiques anté-portlandiens.

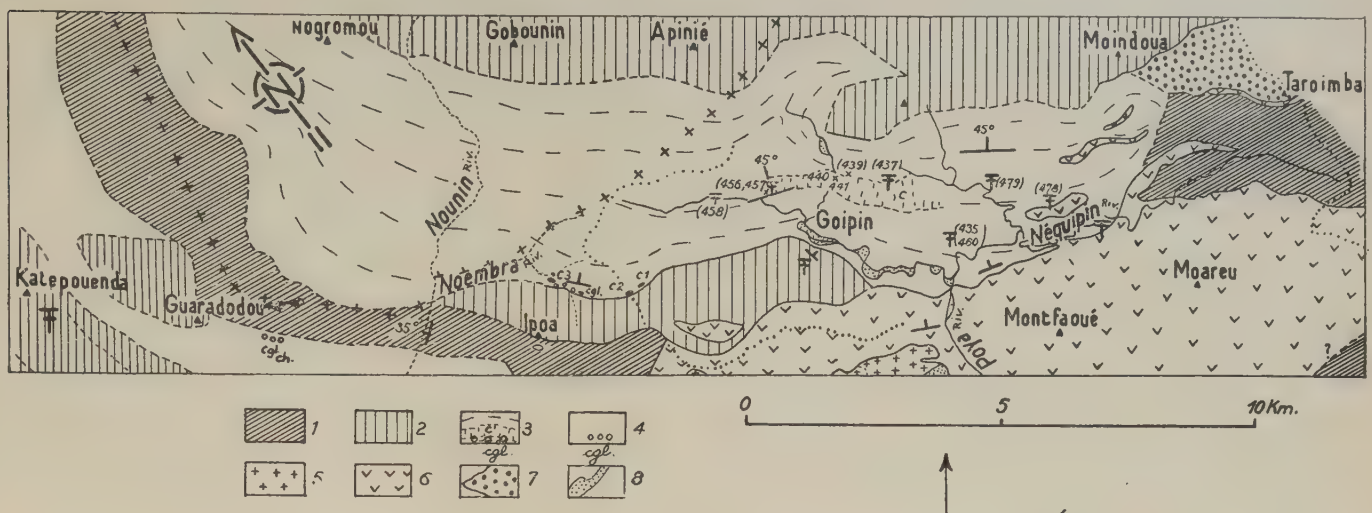


Fig. 2. — Grauwackes et couches à *Inoceramus* du bassin de Poya et de la haute Nounin.

1 : Sericitoschistes, schistes chloriteux. — 2 : Formation des grauwackes (Permien (?) Trias, Lias.) — 3 : Couches à *Inoceramus* (Jurassique supérieur, au moins *pro parte* Oxfordien) ; c : calcaires gréseux ; cgl : conglomérats (haute Noembra) ; C^1, C^2, C^3 : affleurements de charbon ; ₸ : gisements d'*Inoceramus* ; les numéros correspondent à ceux des échantillons cités dans le texte. — 4 : Formation à charbon (d'âge non précisé) ; cgl : conglomérats ; *Ch* : affleurement charbonneux (flanc sud-est du mont Guaradodou). — 5 : Éocène. — 6 : Péridotites, serpentines. — 7 : Microgabbros légèrement quartziques (entre S^ts Moindoua et Taroimba). — 8 : Alluvions.

N. B. — Tous les contours en tireté sont imprécis ou douteux, surtout en raison de l'insuffisance du fond topographique dans cette région. La ligne de croix marque la limite entre les levers de l'auteur et ceux d'Avias (au N de cette limite). Voir aussi pl. XV.

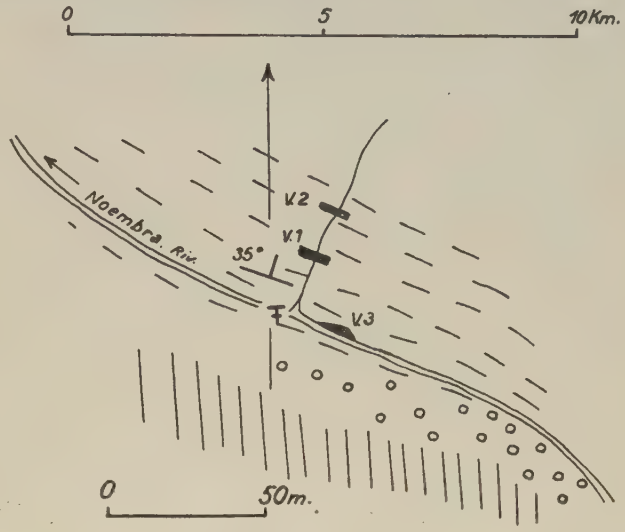


Fig. 3. — Affleurements à charbon de la haute Noembra (Correspond au point C^3 de la fig. 2).

Mêmes figurés que pour 2 ; V^1, V^2, V^3 : veines de charbon anthraciteux ; ₸ : gisement de mauvais Lamellibranches, avec *Spiriferina*.

Description des faciès. Étude lithologique.

Cette formation comporte pour l'essentiel trois types de faciès : 1) grauwackes plus ou moins grossières ; 2) des schistes noirs ressemblant beaucoup à ceux du Jurassique supérieur et du Crétacé mais indubitablement datés comme triasiques par la présence d'*Entomonotis*, ce qui montre que le faciès schiste noir a commencé pour le moins dès le Norien ; 3) des roches ignées.

L'étude des roches ignées sera reportée dans un chapitre spécial. En effet, des roches tout à fait similaires sont *en place* dans la formation des grauwackes et dans les couches d'âge jurassique supérieur de la « formation à charbon ». L'âge de ces roches ignées n'a pu être précisé et il n'a pas été possible de faire la preuve formelle que certaines sont contemporaines de la formation des grauwackes, possibilité pourtant évoquée par les plagioclases et l'augite des grauwackes.

1. *FACIÈS GRAUWACKE.* — Ce sont des roches massives, jamais finement litées, dont

la couleur tourne autour du gris verdâtre et du bleu [1]. On peut, par commodité, les désigner sous le nom de « pierres bleues », bien que cette appellation vulgaire laisse la possibilité d'une confusion avec certains faciès du flysch de l'Éocène II.

Un caractère constant de ces roches est la présence de *plagioclases* abondants dont la teneur en anorthite semble varier de 32 à 42 %, avec une moyenne de l'ordre de 35 % : ce sont donc des *andésines*. Beaucoup de ces plagioclases sont partiellement ou totalement damouritisés. Le calibre des plagioclases varie de 0,12 à 3,3 mm, avec une moyenne de *0,43 mm* (moyenne arithmétique de 47 mesures).

Un autre caractère constant est la présence de microgalets d'une *roche microlitique : andésite* [2] non porphyritique où, en dehors des microlites feldspathiques, je n'ai pu observer qu'une seule fois des minéraux ferromagnésiens autres que les chlorites, deux petits cristaux de hornblende brune. Leur calibre varie de 0,12 à 2,2 mm, avec une moyenne de *0,46 mm* (moyenne arithmétique de 59 mesures). Or, dans les roches ignées en place dans cette formation, nous ne connaissons pas de faciès microlitique. Il faut donc probablement voir dans ces microgalets un apport provenant de la destruction de coulées d'âge indéterminé dont le siège était assez éloigné et ne coïncidait pas avec la Nouvelle Calédonie actuelle. Très fréquemment, mais de façon non constante, nous trouvons dans ces grauwackes des grains *isolés* et manifestement clastiques *d'augite* très fraîche. Ceux-ci ne se montrent jamais unis aux plagioclases. Pourtant il semble logique de les considérer, ainsi que les plagioclases, comme empruntés à des roches présentant une composition minéralogique très comparable à celle des roches ignées qui se sont mises en place sur l'emplacement actuel de l'île. La teneur en anorthite des plagioclases de ces dernières est la même que celle des plagioclases des grauwackes. Cependant l'absence de tout galet de roches éruptives connues en place reste un phénomène singulier qui vaut d'être noté, d'autant plus que nous le retrouverons dans le flysch de Bourail (Éocène II) [3].

Les *quartz* clastiques sont assez abondants, mais très souvent subordonnés par rapport aux plagioclases. Ils sont quelquefois totalement absents (1271). Leur calibre varie de 0,024 à 0,84 mm, avec une moyenne de *0,26 mm* (moyenne arithmétique de 52 mesures).

Les autres minéraux apparaissant avec une certaine constance dans les grauwackes sont les suivants.

Des *chlorites*, pratiquement constantes, souvent très abondantes, en général peu à très faiblement biréfringentes, à structure d'aggrégat très fine. Plus rarement apparaissent quelques grandes lames de chlorite pléochroïques, dont la biréfringence peut atteindre 0.009-0.010.

La *hornblende* brune (commune) n'apparaît que tout à fait exceptionnellement. Nous ne l'avons rencontrée que dans une grauwacke provenant du creek au S du S^{t} Grao, dans le massif du Katepouenda (494). Or, cette grauwacke contient *Pseudaucella marshalli* qui la date du Lias anté-toarcien. Cette observation permet de considérer qu'au moins une partie des roches ignées à hornblende et augite est anté-toarcienne. Il est possible, évidemment, que ces pyriboles n'aient pas été empruntés à des roches ignées situées sur l'emplacement actuel de l'île. Mais le transport de grains aussi développés ne semble pas avoir été très lointain.

De l'*hydromica* en lamelles, sans relation avec des traces d'anciens plagioclases, est présent, mais il reste en général subordonné par rapport à la chlorite.

La *calcite* est assez fréquente dans ces roches et quand elle est présente, souvent abondante, en particulier dans les grauwackes contenant de nombreuses *Pseudaucella marshalli* (exemples : mont Katepouenda et région du creek Aymes).

1. Gris verdâtres n^{os} 430, 434, 435 et bleus n^{os} 448 et 522 du « Code universel des couleurs » d'E. Seguy (P. Lechevalier, Paris).

2. La plupart des microlites semblent pouvoir être attribués à l'oligoclase. Cependant, dans certains microgalets (494), les microlites sont orthosiques ; nous avons donc affaire quelquefois à des fragments de trachyte. Ces roches microlitiques ne comprennent pratiquement pas de verre.

3. Toutefois ce phénomène pourrait être dû à une altérabilité plus grande des roches microgrenues que des roches finement microlitiques.

La structure de ces roches ne présente de variations notables que dans les dimensions des éléments détritiques. Ceux-ci ont en général un diamètre de l'ordre de 0,5 à 1 mm ou quelques millimètres. Quartz, plagioclases, augites, y sont en général nettement anguleux et clastiques, tandis que les fragments des roches microlitiques y sont tantôt un peu anguleux, tantôt assez roulés. Certains niveaux méritent le nom de conglomérats, les éléments remaniés pouvant y atteindre plusieurs centimètres de diamètre. Dans notre zone d'étude, les conglomérats sont particulièrement bien représentés dans la vallée de la rivière Nequipin, au fond du bassin de Poya. Un échantillon (461) provenant de cette vallée contient des galets de schiste noir, avec quartz clastique et séricite abondante ; son ciment est une véritable grauwacke telle que décrite plus haut. Il s'agit donc d'un conglomérat « intraformationnel ». Nous n'avons pas vu, dans les conglomérats, de fragments de roches étrangères : granite ou schistes cristallins par exemple.

Il eût sans doute été intéressant de pouvoir déterminer l'extension de certains de ces niveaux conglomératiques, de les cartographier et, si possible, de repérer leur position stratigraphique par rapport à certains gîtes fossilifères. Malheureusement, dans notre secteur, ces faciès ne sont en place que dans la région très accidentée et forestière de la chaîne, d'accès fort mal commode ; dans beaucoup de cas nous avons donc dû nous contenter d'observer ces conglomérats dans des lits de torrents.

Nous étudierons isolément la formation des conglomérats et arkoses de la rivière Congo (bassin de Voh), qui constitue une série bien particulière présentant un intérêt paléogéographique spécial.

Justification de l'emploi du terme « grauwacke ». — Cette justification est nécessaire pour deux raisons : d'abord parce que ce terme a été employé dans des acceptions fort variées ; ensuite parce qu'une définition exacte nous permettra des comparaisons utiles avec des grauwackes d'autres régions et quelques considérations sur les conditions de dépôt.

Rinne [*1928*, p. 447] indique : « Ce terme de grauwacke n'a pas un sens bien précis et est usité dans diverses acceptions. Les auteurs français désignent habituellement par ce nom des schistes siliceux et calcarifères ultérieurement décalcifiés et oxydés dans lesquels la disparition du calcaire (et aussi celle des fossiles) a fait naître des cavités. » Cette définition s'applique aux grauwackes de l'Ardenne [*Gignoux, 1943*, p. 115].

Mais beaucoup d'auteurs étrangers, comme Rinne lui-même, l'emploient dans le sens suivant : « Terme intermédiaire entre brèches, conglomérats, grès et schistes. On y reconnaît des débris de quartz, parfois de feldspath, de mica ou de lydienne, souvent aussi des morceaux de schistes argileux, le tout réuni par un ciment siliceux, silico-argileux, rarement calcaire. Ces roches doivent leur nom à leur couleur généralement grise. »

Cayeux [*1929*] ne fait pas mention des grauwackes dans son ouvrage sur les roches siliceuses. Cependant, J. de Lapparent [*1923*, p. 305] donne une bonne définition qui serre de près celle de nos roches de Nouvelle Calédonie et les définitions adoptées par les auteurs les plus récents comme Krumbein et Sloss [*1951*]. La définition de J. de Lapparent est la suivante : « Grès grossiers à éléments anguleux unissant des matériaux d'origine détritique : quartz, feldspaths, micas, arrachés à des formations anciennes, à des débris de roches volcaniques contemporaines de l'époque du dépôt, telles que andésites, rhyolites, ou à des minéraux provenant de la désagrégation de ces roches elles-mêmes. » « On pourrait considérer certaines grauwackes comme des tufs grossiers gréseux. » Exemple : Dévonien de la vallée de la Bruche dans les Vosges (voir aussi *Gignoux, 1943*, p. 136). Plus loin, il précise : « les grauwackes sont toujours phylliteuses *et la phyllite en est une chlorite* [1] qui provient de l'altération des silicates magnésiens et ferrifères ».

Krumbein et Sloss [*1951*] donnent d'abondantes informations sur les « grauwackes » des auteurs de langue anglaise. Ce sont des *grès mal triés* présentant les caractères suivants [p. 129 et 133].

Composition minéralogique : fragments de roches variées, quartz : 30 à 40 % ; feldspath : 10 à 50 % ; minéraux lourds variés, comprenant à la fois des types instables (amphibole, biotite) et stables (zircon, tourmaline) ; « matrice » composée principalement d'une « pâte » de *chlorite*, séricite, biotite et illite : plus de 20 % — éventuellement carbonate et pyrite — « ciment » proprement-dit (postérieur au dépôt) : principalement silice secondaire.

1. C'est nous qui soulignons.

Texture : triage habituellement très médiocre ; fragments variant de galets ou de sable très grossier à « silt » fin et argile. Sphéricité des fragments peu marquée à modérée.

Fossiles : rares.

A l'œil nu et sur le terrain : couleur gris à gris vert ; litage massif ou obscur dans les unités épaisses, mieux marqué dans les lits minces alternant avec des « shales » siliceux, des ardoises, ou ce qui est fréquent, des « chloritic shales » ; les lits sont « indurés », l'induration étant d'ailleurs variable avec l'âge ; la stratification entrecroisée est rare.

Les mêmes auteurs distinguent des graywackes vraies, les *subgraywackes*. Celles-ci s'en distinguent par la plus faible teneur en feldspath : moins de 10 %, par la plus petite quantité de matrice dans laquelle la chlorite est moins prépondérante. Ce fait explique que leur couleur soit plus claire que celle des grauwackes. En général, le grain est plutôt fin, avec triage mauvais à passable, le litage meilleur que dans les graywackes.

Les *tufs* sont composés de fragments de quartz, plagioclase, biotite, hornblende. La gradation est complète des tufs aux grès détritiques. Les variétés de grès tufacés sont typiquement associés aux graywackes et subgraywackes.

Ces définitions sont parfaitement en accord avec celle, un peu plus locale et moins générale, donnée par J. de Lapparent. On peut les considérer, à quelques menues variantes près, comme admises par tous les auteurs de langue anglaise et nous les adopterons ici.

Il ressort clairement de l'étude pétrographique précédente que nos roches triasiques et liasiques répondent, dans leur ensemble, à la définition des *grauwackes* [1], plus rarement à celle des *grès tufacés* (exemple : 503, du Guaradodou, particulièrement riche en augite) et, il nous semble, encore plus rarement à celle des subgrauwackes ; en effet, les roches à moins de 10 % de feldspath semblent assez subordonnées.

2. *FACIÈS SCHISTE NOIR.* — Ce sont des roches dont la structure schisteuse, dans cette formation des grauwackes, est le plus souvent bien marquée ; plus rarement, elles peuvent présenter un aspect massif, sans lamination nette, caractère que nous retrouverons, quasi-généralisé, dans les schistes argileux du Jurassique supérieur et du Crétacé. Leur couleur est noire ou grise.

Leur constitution minéralogique est nettement différente de celle des grauwackes. En règle, ces schistes contiennent peu de plagioclases et alors ceux-ci sont de dimensions beaucoup plus petites que dans les grauwackes. Ils ne contiennent pas de galets de roche microlitique et l'augite n'y apparaît que de façon tout à fait exceptionnelle, en grains très rares et très menus (495).

Les minéraux qui y apparaissent de manière quasi-constante ou fréquente sont :

Quartz clastique abondant. *Hydromica*, celui-ci domine largement la chlorite ; il se présente en lamelles de dimensions très variables. *Chlorite*, elle est beaucoup moins abondante que dans les grauwackes ; elle se présente en lamelles de couleur verte ou vert brunâtre, ou en lames montrant son association, lamelle à lamelle avec de l'hydromica. Une phyllite verte, très pâle, apparaît fréquemment qui ne doit pas être confondue avec la chlorite. *Biotite*, quelques lamelles d'un brun pâle ; présence exceptionnelle, exemple : rivière Ouendé entre bassin de Pouembout et bassin de Poya (494, 495) et haute vallée Papaoua, bassin de Pouembout (1054). *Plagioclases clastiques*, beaucoup moins abondants et beaucoup plus petits que dans les grauwackes, sauf dans un échantillon de la haute Pouembout (1060) où ils pullulent. Ils n'ont pu être déterminés avec précision, mais ils contiennent pour le moins 30 % d'anorthite. Ils sont le plus souvent très fortement damouritisés. *Calcite*, rarement présente, elle apparaît assez abondante dans le haut de la rivière Nounin, à 2 km en amont de Ouaté (499). *La pyrite* est fréquente, le plus souvent dans nos échantillons elle est limonitisée et un pigment d'oxyde de fer envahit les préparations et en rend l'interprétation très difficile. De la matière charbonneuse pigmente aussi certaines préparations.

Du point de vue structural nous noterons que les quartz clastiques ne montrent en général aucune trace de nourrissage, de recristallisation et de développement d'une structure quartzitique. Les schistes que nous étudions ici ne semblent donc pas avoir subi d'action métamorphique

1. Piroutet n'a employé ce terme que de façon sporadique et sans préciser dans quel sens.

et ils n'atteignent pas le stade phyllade, sauf un échantillon de la haute Pouembout (1056). De même il est remarquable qu'il ne s'y isole pas de veinules de quartz d'exsudation, comme cela est de règle dans les schistes métamorphiques (du N par exemple). La question se pose de savoir si les phyllites [1] (hydromica et chlorite) des grauwackes et des schistes prennent leur origine, ou bien directement par remaniement de phyllites de roches antérieures, ou bien par cristallisation à partir d'un dépôt à l'origine en partie silico-alumineux : chlorites sédimentaires ou « métamorphiques » ? Étant donné les difficultés de lecture des plaques minces, très troubles et très pigmentées, l'étude des interrelations géométriques des minéraux, de leur paragénèse, est vraiment très délicate. Il apparaît cependant que l'on peut considérer pour leur majeure partie les phyllites comme d'origine directement sédimentaire. Cependant, çà et là, des recristallisations que l'on pourrait, mais cela n'est pas indispensable, considérer comme métamorphiques, sont enregistrables; par exemple, dans un schiste de la Faténaoué à 1,8 km au N de la Fatémandé (867), on observe un remplacement partiel ou total de beaucoup de grains de quartz clastique par un hydromica en lamelles engrenées. C'est sans doute là l'annonce de transformations métamorphiques, normales dans cette région interne, et qui vont se développer dans la série phylladienne de la haute Faténaoué et de la haute Hienghène (voir « Terrains métamorphiques »).

En tout état de cause, il est néanmoins certain que ces schistes ont conservé leur structure détritique initiale et que le métamorphisme ne les a que fort peu affectés.

Remarque. — Dans le paragraphe précédent, nous n'avons traité que des schistes noirs alternant avec des grauwackes et contenant d'ailleurs, en certains points, des *Entomonotis*, rencontrés également dans les grauwackes. Ainsi le faciès schiste noir débute pour le moins dès le Trias supérieur. Les terrains de ce faciès qui se présentaient en intercalations, selon toute vraisemblance stratigraphiques, dans les grauwackes, ont été bloqués avec celles-ci sur la carte au 100.000e.

Mais ce faciès semble prendre son plein développement à partir du Jurassique supérieur, avec la formation à charbon.

Faune et âge de la formation des grauwackes.

Dans cette formation nous avons récolté un petit nombre de fossiles se rapportant essentiellement soit au genre *Entomonotis*, soit à l'espèce *Pseudaucella marshalli*. Les restes de microorganismes semblent pratiquement inexistants. Nous n'avons rencontré que quelques traces de spicules de Spongiaires (d'ailleurs douteux) dans une seule préparation, un ou deux fragments de Foraminifères (?) et quelques débris d'entroques (494, massif du Katepouenda).

Gisements fossilifères de la formation des grauwackes (du NW au SE).

Vallée de la Temala, à 200 m au S de la station d'Ouapan, sur le sentier. Éch. 828. Faciès : schiste noir (faciès altéré jaune). *Entomonotis ochotica* var. *densistriata* et *pachypleura*.

Vallon au SE d'Ouapan, affluent de la Temala. Éch. 832. Faciès : schiste noir phylladien. *Entomonotis* sp. (étirés).

Basse Fatémandé, affluent de la Faténaoué. Éch. 869, 923 et 923′. Faciès : schiste noir, gréseux, à chlorite et mica blanc (un peu phylladien). *Entomonotis ochotica* var. *sparsicostata*, *pachypleura* et sp.

Rivière Kamendoua, affluent de la Congo. Éch. 995. Faciès : grauwacke à grain très fin, un peu schisteuse. Cf. *Daonella indica* Bittner (trois mauvaises empreintes étirées).

Creek au S du St Grao, massif du Katepouenda. Éch. 494. Faciès : grauwacke riche en augite. *Pseudaucella marshalli* Trechmann.

Tête de la rivière Nounin, sous mont Katepouenda, un peu en amont de la tribu d'Ouaté. Éch. 498 et 500. Faciès : grauwacke. Dans 498 : cf. *Daonella indica* Bitt., *Entomonotis ochotica* var. *sparsicostata* et *densistriata*. Dans 500 : var. *sparsicostata*, *eurhachis*, *pachypleura* et var. voisine de *Monotis salinaria*.

1. La « damourite » formée sur la place des plagioclases étant mise à part.

Petit affluent de la Nounin, un peu en aval d'Ouaté. Éch. 501. Faciès : schiste noir. *Entomonotis ochotica* var. *sparsicostata.*

Pointe « Javano », littoral à 2 km au SE de l'embouchure du creek Aymes. Éch. 1278. Faciès : grauwackes, fines, altérées, à patine kaki, avec passées à galets roulés et restes de bois fossiles indéterminables. *Myalina* sp. cf. *problematica* Zitt. ? *Astarte* sp. (?) *Gonodon* vel *Eotrapezium* sp.

Creek de « l'Oranger », tête de l'affluent de gauche [1]. Éch. 1284. Faciès : grauwackes à grain fin, très riche en calcite. *Pseudaucella marshalli* Trech.

Route entre creek Aymes et Moindou, à 2,4 km SE du creek de l'Oranger [1]. Éch. 1272. Faciès : grauwacke à augite. *Pseudaucella marshalli* Trech. (très abondante).

Creek au NW de la station Eschenbrenner, à environ 700 m de la station [1]. Éch. 1281. Faciès : grès feldspathique à grain fin (à patine kaki). *Pseudaucella marshalli* Trech.

1. *ENTOMONOTIS ET AUTRES FOSSILES TRIASIQUES.* — D'après les déterminations d'A. Chavan, la plupart de ces *Entomonotis* doivent être rapportés à : *Entomonotis* [2] *ochotica* [3]. Cette espèce serait représentée dans les gisements que nous connaissons par diverses variétés : *sparsicostata* (Pl. II, fig. 2 et 3), *densistriata* (Pl. II, fig. 1), *pachypleura, eurhachis* (Pl. II, fig. 4), variétés définies par Teller [*1886*], et également par une variété rapportée par Trechmann [*1918*] à *Monotis salinaria* Bronn qui, d'après A. Chavan, serait proche de *sparsicostata* mais présente des côtes écartées sub-égales.

Certaines attributions de nos échantillons à ces diverses variétés sont peut-être contestables. C'est ainsi que J. Marwick [comm. pers.], après en avoir examiné des photographies, fait les observations suivantes : « La fig. 1, pl. II, est bien conforme à la figure de Trechmann d'une coquille néozélandaise qu'il a identifiée comme *densistriata,* mais n'est pas conforme aux figures des originaux de Teller, qui montrent des côtes nettement plus étroites. Les côtes larges de la fig. 1 seraient plus conformes à *pachypleura* Teller, mais celui-ci ne présente pas de longues côtes secondaires.

La fig. 4, pl. II ne correspondrait pas à *eurhachis,* car elle montre des côtes primaires trop fines, presque égalées par les secondaires. »

J. Marwick [*1935,* p. 300] considère les variétés énumérées plus haut comme dépendant non de l'espèce *Entomonotis ochotica* sibérienne, mais de *richmondiana* Zittel, espèce [4] néozélandaise. D'après A. Chavan il semblerait cependant que Trechmann [*1918*] ait eu raison en référant ces variétés à *ochotica,* espèce très polymorphe. *Richmondiana* est une espèce haute, subtrigone, régulièrement arrondie en avant, à côtes plus fortes et plus faibles en bonne alternance. Elle est proche de *sparsicostata* mais plus régulière que cette forme chez laquelle les côtes, hautes et comme pincées, n'ont d'intercalaires que non loin du bord.

Et d'ailleurs, Marwick nous a fait savoir (comm. pers.) : « I have kept *richmondiana* Zittel for New Zealand shells but this is perhaps wrong, and the whole pacific population should possibly go under *ochotica.* »

En Nouvelle Calédonie Piroutet [p. 106] n'a cité que *Pseudomonotis richmondiana* qu'il ne décrit et ne figure pas ; peut-être s'agit-il de *sparsicostata.*

Nous noterons que plusieurs variétés peuvent être présentes dans le même gisement et le même échantillon de roche, à quelques centimètres l'une de l'autre. A titre de référence précise, nous donnons plus haut la liste, *par gisements,* des fossiles récoltés. On voit que plusieurs variétés

1. Ces gisements, que nous avons découverts, mais qui sont en partie situés dans le secteur cartographique de J. Avias ne sont cités qu'à titre de référence et pour comparaison avec les échantillons du massif du Katepouenda (494) moins bien conservés. L'étude détaillée et l'interprétation stratigraphique en sont données ailleurs par J. Avias.

2. Genre créé par J. Marwick [*1935*], distinct de *Pseudomonotis* Beyrich (1862). Cependant S. Muller [*1938*] a mis *Entomonotis* en synonymie avec *Monotis.* Il considère, en effet, que *Monotis* aussi bien qu'*Entomonotis* possède un auricule byssal et une encoche à la valve droite et est quelquefois inéquivalve [*K. Ichikawa, 1951,* postcript].

3. Espèce due à Keyserling (« *Avicula* » *ochotica*).

4. *Espèce* du genre *Entomonotis* de Marwick (1935) mais *variété* de *Monotis salinaria* pour Zittel (1864).

sont souvent associées ; par exemple, un peu en amont d'Ouaté, sous le mont Katepouenda (500) nous avons récolté dans le même banc : *sparsicostata*, *eurhachis*, *pachypleura*.

Dès lors, on peut se demander quelle valeur systématique présentent ces variétés et si l'étude de nombreux matériaux ne mettrait pas en évidence une certaine continuité et des relations entre elles. Nos matériaux sont en quantité bien insuffisante pour se livrer à une telle étude [1].

Le même mélange a d'ailleurs été reconnu en Nouvelle Zélande et, pour cette raison, Marwick [*1935*, p. 301] considère que ces variétés ne semblent pas mériter une distinction systématique, sauf peut-être *densistriata*. On peut penser cependant que toute forme distinguable présente un intérêt systématique, l'essentiel étant de la placer dans une hiérarchie cohérente de caractères. L'intérêt stratigraphique est une autre question et, dans l'état actuel des connaissances nous pensons, comme Marwick, que ces variétés n'en présentent pas.

Age. — *Entomonotis ochotica*, représenté dans nos matériaux par ses variétés classiques, indique le Norien. C'est le Norien bien connu de la « province arctico-pacifique ».

Cependant S. Muller [*1938*] a souligné que l'identité d'*Entomonotis* avec le genre *Monotis* méditerranéen « affaiblit beaucoup le concept général d'une province boréalo-pacifique au Trias supérieur ».

Daonella indica Bitt. ? (Pl. II, fig. 5) qui semble être présente dans quelques échantillons (498, 995) indiquerait la base du Trias supérieur. Dans son traité, E. Haug [*1921*, p. 902] la signale dans le Ladinien de la région de Spiti (Himalaya central) ; mais, d'après le même auteur, à Timor, l'existence du Carnien serait attestée par le même fossile. En fait, elle voisine, dans un échantillon du mont Katepouenda (498), avec *Entomonotis ochotica*. Notons que Piroutet n'a mentionné aucune *Daonella* dans le Trias supérieur ; il ne cite qu'une *Daonella* voisine de *D. arctica* dans le Trias moyen [p. 68 [2]].

Les couches de la Pointe Javano (1278) ne peuvent être datées aussi formellement que celles à *Entomonotis*. L'espèce *Mytilus problematicus* Zitt. est du Carnien moyen. Piroutet [p. 69] la situe dans la troisième et dernière assise de son « Carnien inférieur ». Mais il est important de noter que nos échantillons de la Pointe Javano comportent des exemplaires qui paraissent s'identifier d'une part avec *Mytilus problematicus* Zitt., d'autre part avec *Mytilus* sp. cf. *minutus* Goldfus, figuré par Diener du Norien supérieur des couches à *Megalodon* de Spiti [*1913*, pl. XXIV, fig. 6], au-dessus des niveaux à *Monotis salinaria*. L'état de déformation de la plupart de nos échantillons empêche de décider formellement entre ces deux formes. Il est d'ailleurs possible et même probable qu'elles soient très proches l'une de l'autre.

Nos exemplaires se rapportent en fait à une *Myalina*, non à une *Mytilus*, du fait qu'ils se rapprochent de « *Mytilus* » *eduliformis* Schauroth, placés dans les *Myalina*. Cependant cette espèce est tronquée sur le bord ventral à la différence de nos échantillons.

Ainsi nos *Myalina*, suivant qu'on les rapproche de telle ou telle forme, plaident en faveur de l'attribution des couches de la Pointe Javano soit au Carnien moyen, soit au Norien supérieur.

Les *Gonodon* pourraient plaider en faveur de l'attribution au Carnien car Diener [*1913*, pl. VIII, fig. 4] a signalé *Gonodon* sp. des « greybeds » carniens de Spiti ; cependant le rapprochement avec le genre *Eotrapezium* laisse penser à un niveau assez haut.

En tout état de cause il semble que l'âge des couches de la Pointe Javano puisse être encadré entre le Carnien et le Rhétien, ou même l'Hettangien, une attribution infraliasique ne pouvant être absolument exclue.

1. J. Avias nous a fait savoir qu'il avait l'intention de se livrer à une étude systématique des nombreux *Entomonotis* qu'il a récoltés sur la côte occidentale, notamment dans la région de Moindou, où ces fossiles sont très abondants et souvent bien conservés.

2. Quand Piroutet est cité en référence, sans indication de date, il s'agit de sa thèse de 1917.

Remarque. — Les *Entomonotis* ont été rencontrés aussi bien dans des schistes que dans des grauwackes (voir tableau des gisements). Dans ces conditions il faut considérer, comme je l'ai indiqué plus haut, que le faciès schiste noir, qui prendra un énorme développement au Jurassique supérieur et au Crétacé, a commencé certainement dès le Norien et sans doute avant. C'est là un des points délicats de notre cartographie et de nos attributions stratigraphiques. En particulier, lorsque l'on rencontre des intercalations non fossilifères de tels schistes dans des grauwackes, il est souvent difficile de déterminer si ces intercalations sont stratigraphiques ou dues à des accidents tectoniques.

2. *PSEUDAUCELLA*. — Il semble bien que ce Lamellibranche (famille des *Pteriidae*) ait été vu par Piroutet qui signale [p. 76], dans sa 13e assise du système permotriasique, « une espèce de Lamellibranche paraissant saumâtre constituant à elle seule des lits assez épais ». Plus loin [p. 110], il rapproche ces Lamellibranches des *Naiadites*, et, tenant compte de l'épaisseur des couches venant au-dessus de *Discophyllites* cf. *debilis* (Norien), il écrit : « il serait donc possible qu'on ait ici du Rhétien, mais la chose est des plus douteuses. »

Il semble peu douteux que le Lamellibranche vu par notre prédécesseur soit *Pseudaucella marshalli* Trech., que nous avons découvert dans le creek au S du St Grao, dans le massif du mont Katepouenda (494) [1]. Nos photographies (Pl. II, fig. 6) montrent clairement l'identité avec les spécimens de l'espèce néozélandaise (cf. comm. pers. de J. Marwick).

Age. — Cette espèce a d'abord été décrite de Nouvelle Zélande par Trechmann sous le nom de *Aucella ? marshalli* [*1923*, p. 269, pl. XIV, fig. 2-4], puis prise pour type du genre *Pseudaucella* par J. Marwick [*1926*, p. 305]. Notons que ce fossile n'est connu ni en Nouvelle Guinée ni en Australie. H. Finlay et J. Marwick [*1940*, p. 98] ont précisé sa position stratigraphique. En Nouvelle Zélande c'est dans la coupe de Kawhia (côte W de l'île du Nord) que cette position stratigraphique est le mieux déterminable. Les *Pseudaucella* y sont rencontrées sur une épaisseur d'environ 200 m, stratigraphiquement plusieurs centaines de pieds au-dessous d'Ammonites (*Dactylioceras*) qui ont été déterminées par Spath [*in Trechmann, 1923*], et attribuées par lui au Toarcien. En Nouvelle Zélande on doit donc considérer *Pseudaucella marshalli* comme d'âge *liasique anté-toarcien*. De plus, dans leur publication synthétique la plus récente [*1948*] les géologues néozélandais placent *Pseudaucella* au-dessus de *Psiloceras* et d'*Otapiria marshalli*. Or, d'après J. Avias [1951], dans la bande triasico-jurassique occidentale de Nouvelle Calédonie, *Pseudaucella* serait également au-dessus de *Otapiria marshalli*. Comme ce dernier Lamellibranche est, en un point, associé à des *Schlotheimüdae*, *Pseudaucella serait donc post-hettangienne*.

En tenant compte des indications fournies par la Nouvelle Zélande et la Nouvelle Calédonie, *Pseudaucella marshalli* serait ainsi situé *entre l'Hettangien et le Toarcien*.

Si l'on veut, comme J. Avias [1951], l'attribuer au *Lias moyen*, division qui n'est pas retenue par Gignoux, il faudra se souvenir que le *Lias inférieur* des anciens auteurs correspond au Sinémurien [*Gignoux, 1943*, p. 313]. J. Avias [1951] a reconnu l'existence du *Sinémurien inférieur*, à *Arietitidae* aff. genre *Vermiceras*, à l'île Ducos, mais les relations stratigraphiques entre *Pseudaucella marshalli* et ce Sinémurien inférieur ne semblent pas encore mises en évidence.

De plus le « Lias moyen » des Anglais correspond au Domérien (Charmouthien supérieur). Comme on ne peut préciser cette position pour *Pseudaucella*, mieux vaut s'en tenir provisoirement à l'attribution *post-hettangien, anté-toarcien*.

1. J'ai découvert ce fossile en 1947, puis l'ai déterminé d'après les matériaux du Département de Géologie de l'Université de Dunedin (Nouvelle Zélande) en février 1949. De plus, lors d'une tournée à Bâ, sur la côte E, dans le secteur de J. Avias, j'avais découvert un gisement de fossiles pour le moins très comparables. Ces récoltes sont antérieures à celles de J. Avias dans le bassin de la rivière Aymes. Les gisements que j'ai découverts dans cette dernière région ne se confondent pas avec ceux découverts par J. Avias.

Dans ces conditions on peut considérer comme hautement vraisemblable la présence du Lias post-hettangien et anté-toarcien dans la formation des grauwackes, non seulement dans la bande côtière située au SE du creek Aymes *mais aussi dans l'intérieur de la chaîne*. Pour ces zones internes les jalons stratigraphiques sont encore extrêmement décousus et il faut espérer la découverte soit de nouveaux fossiles, soit de gisements nouveaux de fossiles déjà connus, qui permettraient de préciser le tracé de niveaux datés.

Remarquons enfin que nos *Pseudaucella* n'ont été rencontrées que dans des grauwackes.

3. *DISCUSSION DE L'AGE DE LA FORMATION.* — Ainsi, dans notre secteur, *cette série comporte certainement* du Norien (ou plus généralement du Trias supérieur) et du Lias anté-toarcien. Mais l'hypothèse n'est pas exclue, et elle est même très vraisemblable, que cette formation s'étende sur une succession stratigraphique plus étendue vers le bas et vers le haut.

Piroutet [p. 66] a suggéré que : « la série schisteuse de la chaîne et de la côte est... peut bien être considérée comme représentant une partie de l'Anthracolithique (probablement même dès le Carbonifère *stricto sensu*, en partie)... ». Mais cette suggestion n'est fondée que sur la grande épaisseur apparente des couches et non sur la présence de fossiles carbonifères, qui restaient alors totalement inconnus en Nouvelle Calédonie.

Piroutet [p. 116-117] signale *Aphanaia gigantea* [1] d'après des échantillons recueillis, *non par lui*, mais par Archambaud, sur un contrefort du mont Guaralodi (lire aujourd'hui Guaradodou), tout près de la réserve indigène de Ouaté. Je n'ai pu retrouver ce fossile, mais la position qui lui est assignée par Piroutet d'après les dires d'Archambaud, n'est évidemment pas invraisemblable ; elle reste toutefois à démontrer.

Dans mon secteur, je n'ai rencontré aucune trace des Ammonoïdés permiens (*Waagenoceras*, *Popanoceras*) signalés par Piroutet dans la région de Moindou, région dont les terrains de divers âges, depuis le Permien jusqu'au Jurassique supérieur, et même le Crétacé, semblent particulièrement fossilifères.

De même, alors que le Trias inférieur à *Meekoceras* et le Trias moyen à *Daonella*, voisine de *D. arctica*, sont connus dans la région Moméa-Moindou-marais d'Amboua [Piroutet, p. 67-68], ils ne sont pas encore connus dans les parties plus internes de la chaîne, que j'ai explorées.

Quant à la présence de Carbonifère, ou de terrains antérieurs, dans les grauwackes des régions internes, elle n'est toujours pas démontrée. Mais Avias [1952], considère la « formation des tufs polycolores » de la côte occidentale comme dévono-permienne, en tout cas comme permo-carbonifère. La possibilité de l'existence du Carbonifère dans les grauwackes internes reste donc ouverte bien que le géosynclinal papou semble ne s'être clairement individualisé, dans son ensemble, qu'au début du Permien.

Vers le haut, il est également difficile de préciser jusqu'à quel étage peut monter le faciès grauwacke. Dans la haute Noembra, affluent de la rivière Nounin, dans le prolongement NW des couches à Inocérames du fond du bassin de Poya, j'ai relevé la coupe suivante (fig. 2 et 3) :

grauwackes, conglomérats, schistes noirs avec veines de charbon anthraciteux, plongeant 20 à 35° NE. Au mur de la veine charbonneuse inférieure, et très près du contact avec les grauwackes, gisent des fossiles en mauvais état (455). Parmi ces fossiles, M. Gatinaud, du Laboratoire de Paléontologie du Muséum d'Histoire naturelle de Paris, pense pouvoir reconnaître une *Spiriferina*, genre qui ne monterait pas au delà du Bajocien.

Ainsi, en ce point, la formation des grauwackes finirait au plus tard au Bajocien. Cette indication semble bien pouvoir s'accorder avec celles fournies par les couches à Inocérames de la

1. Rappelons que *Aphania gigantea* est connu du Permien du Queensland et de N. S. Wales [*Browne, 1950*, p. 372].

même région. Si l'on suit en direction les couches de la Noembra vers le SE, il paraît que les couches à *Inoceramus subhaasti* de Goipin (voir p. 56) attribuables au Callovo-Oxfordien viendraient à une hauteur notable au-dessus des *Spiriferina*.

Remarque. — A l'W de la tribu de Goipin, dans la partie basse du torrent Membebouroa, j'ai observé, sur la surface d'un banc de schiste noir massif, induré, quatre gros Inocérames, dont l'un atteignait une longueur de 25 cm. Malheureusement, la position de ces fossiles sur une paroi lisse, pratiquement inaccessible, m'a empêché de les recueillir. Au contact de ces bancs et ici sans discontinuité d'aucune sorte, viennent des bancs massifs de grauwackes présentant la même orientation. Nous signalons ce point car il serait peut-être susceptible de fournir des informations permettant de serrer de plus près l'âge de la limite grauwackes-schistes à Inocérames et de compléter la série stratigraphique.

Dans la Noembra et le bassin de Poya il est donc vraisemblable que la limite grauwackes-couches à Inocérames se placerait au plus haut dans le Bajocien. Il est d'ailleurs fort possible que cette limite n'ait pas nécessairement partout le même âge et il n'y a pas lieu de généraliser. Le passage vertical d'un faciès à l'autre n'est pas forcément synchrone en tous points. D'ailleurs il ne se fait pas partout avec les mêmes modalités. Si, dans la haute Noembra, des conglomérats (non rouges) s'intercalent entre grauwackes et formation à charbon, il n'en est plus de même dans le fond du bassin de Poya, quelques kilomètres plus au SE. Ajoutons que, sur la côte ouest, le faciès grauwacke comporte, outre des terrains permiens et triasiques, du Rhétien [Avias et Drot, 1952], de l'Hettangien, du Sinémurien, du Lias anté-toarcien. Mais il est encore représenté dans les couches à *Belemnopsis*, probablement callovo-oxfordiennes de l'île Puen [Avias, 1952]. Il monterait donc dans l'W jusqu'à la base du Jurassique supérieur.

En conclusion retenons, à titre de suggestion vraisemblable, le Bajocien comme limite possible pour l'âge du sommet de la formation des grauwackes.

4. *CONCLUSIONS SUR L'AGE DE LA FORMATION ET COMPARAISONS AVEC LES RÉGIONS VOISINES. — Ainsi la formation des grauwackes se terminerait, au moins dans la région : Noembra — fond du bassin de Poya, vers la limite Lias-Jurassique moyen.* Nous verrons qu'elle est suivie d'une puissante série d'assises comportant du Jurassique supérieur (Callovo-Oxfordien).

Jusqu'ici le Toarcien, connu en Nouvelle Zélande, reste inconnu en Nouvelle Calédonie, le Jurassique moyen, connu en Nouvelle Guinée (Bajocien à *Stephanoceras etheridgei*) n'est connu ni en Nouvelle Zélande, ni en Nouvelle Calédonie. En Nouvelle Calédonie il reste possible qu'il soit présent car les *Belemnopsis* découvertes par J. Avias [1950] n'autoriseraient pas, d'après cet auteur, à préciser mieux que post-bajocien et anté-kimméridgien. Toutefois les affinités des *Belemnopsis* de Nouvelle Calédonie avec *B. gerardi* Oppel sembleraient plaider plutôt en faveur de l'Oxfordien, si l'on tient compte, par exemple, des attributions chronologiques admises en Nouvelle Guinée. De même les affinités de nos *Inoceramus* avec *I. galoi* Boehm plaideraient plutôt en faveur de l'attribution des couches de Poya à l'Oxfordien.

Ainsi, dans notre zone d'étude, subsiste une lacune paléontologique pouvant aller, pour le moins, de la base du Toarcien à la base du Callovien. Il est possible que cette lacune paléontologique corresponde seulement, soit à une lacune de nos connaissances, soit à l'absence réelle de fossiles. Il est possible aussi qu'elle corresponde à une lacune de sédimentation véritable. Très suggestifs à cet égard sont les *conglomérats* de la Noembra, et les *niveaux charbonneux* superposés, qui traduisent sans doute des oscillations proches. Il est alors très intéressant de constater que les géologues néozélandais [*Geol. Survey..., 1948*, p. 15] placent *les lits à plantes de « Te Maika » dans la partie tout à fait supérieure de leur Lias*, au-dessus du Toarcien, et sous les formations à *Belemnopsis* et à *Inoceramus haasti*.

En Australie orientale, où le Jurassique moyen marin est inconnu, certaines couches à charbon du Queensland, de N. S. Wales, de Victoria, sont placées *dans le Jurassique moyen* [*Browne*, p. 478].

Si l'on s'en tient à des jalons stratigraphiques encore peu serrés on ne peut manquer d'être frappé par un synchronisme possible et très large entre les couches à charbon de la Noembra, les lits à plantes « Te Maika » de Nouvelle Zélande, et les charbons jurassiques moyens d'Australie.

Pour revenir au domaine néocalédonien nous retiendrons que dans notre secteur, *la formation des grauwackes* pourrait comporter du Permien, *comporte certainement du Trias supérieur et du Lias post-hettangien et anté-toarcien ; elle ne dépasserait sans doute pas la limite Lias-Bajocien.*

L'existence du Trias confirme l'opinion de Piroutet, basée sur des considérations de faciès car Piroutet n'avait pas découvert de fossiles triasiques, et notamment d'*Entomonotis*, dans notre zone. La découverte du Lias est un fait nouveau [1], qui s'inscrit en faux contre l'immense lacune entre Norien et Portlandien admise par notre prédécesseur. Cette formation est donc *largement compréhensive* et, jusqu'à plus ample informé, il semble plus sage de ne pas y affirmer de lacunes importantes qui risqueraient de n'être fondées que sur un défaut de documentation paléontologique. D'ailleurs ce point de vue est étayé, comme nous l'avons vu, par les études de J. Avias dans la région, beaucoup plus fossilifère : Moindou-baie de Saint-Vincent.

Dans les régions internes, le caractère compréhensif de la formation des grauwackes et la rareté des fossiles interdisaient la cartographie de coupures stratigraphiques et, sauf cas exceptionnel, on la trouvera sur nos cartes bloquée entièrement sous la même couleur et le même symbole (1-5 *a*). Disposant de plus de jalons fossilifères J. Avias a pu, dans la cartographie des grauwackes de la bande côtière occidentale, *suggérer* des divisions stratigraphiques.

Comparaison lithologique de la formation avec le Trias et le Jurassique des régions voisines.

Certaines analogies de faciès entre notre formation des grauwackes et les terrains triasiques et jurassiques de régions voisines sont assez remarquables. Les comparaisons ne porteront que sur l'Australie et la Nouvelle Zélande car, en Nouvelle Guinée, le Trias dans sa totalité est inconnu, et, si l'on y connaît des fossiles liasiques en galets, aucune roche liasique ne semble encore avoir été découverte en place.

1. Australie. — Sur la côte E de N. S. Wales, où sont les plus grands affleurements de Trias, les dépôts de cet âge sont continentaux et principalement détritiques. Dans les « grès » on trouve en abondance des feldspaths : orthose et *plagioclase*, ainsi que des fragments de *trachyte* et felsite. Il s'y intercale souvent des lits de tufs basiques décomposés.

Pour les géologues australiens ce sont là des preuves d'une vulcanicité contemporaine. Fait remarquable : les matériaux volcaniques disparaissent quand on s'éloigne de la côte, ce qui suggère « que les centres d'éruption étaient situés *à l'E* de la côte actuelle » [*Browne*, p. 411]. Or, j'ai indiqué que les fragments de roches microlitiques que l'on trouve dans les grauwackes de Nouvelle Calédonie, ne proviennent pas, selon toute vraisemblance, de la zone où s'est élaborée celle-ci. Si l'on admet, comme Piroutet semble l'avoir bien mis en évidence, notamment d'après diverses lacunes et mouvements transgressifs dans le Trias de la région littorale de Moindou

1. Toutefois, rappelons que Piroutet, à propos de son assise XIII du Trias, écrit : « Il serait donc possible qu'on ait ici du Rhétien, mais la chose est des plus douteuses » [p. 110]. Il écrit d'autre part, que « la série schisteuse de la chaîne et de la côte est ne présentant aucune interruption de sédimentation, peut bien être considérée comme représentant une partie de l'Anthracolithique (probablement même dès le Carbonifère *stricto sensu*, en partie) et jusqu'à la partie terminale du Trias, sinon même jusqu'à une portion du *Jurassique inférieur* » [p. 66]. Mais l'argumentation de Piroutet n'est ici fondée que sur la puissance des couches et non sur des fossiles.

[voir notamment, p. 111], qu'un rivage était alors situé *dans l'W* de la Nouvelle Calédonie, on voit naître la possibilité d'une alimentation commune partielle du Trias australien et du Trias néocalédonien.

Sur leurs cartes paléogéographiques, les géologues australiens figurent, à l'E de la côte orientale d'Australie, un *géosynclinal tasman*, dont la position reste relativement fixe à travers les époques. Vers l'E, ils assignent une limite, certainement très hypothétique, à ce géosynclinal tasman. Cependant, l'hypothèse d'une ou plusieurs vastes terres triasiques, intermédiaires entre l'Australie et la Nouvelle Calédonie, plus exactement entre le géosynclinal tasman et le géosynclinal papou, terres éventuellement sièges de coulées, méritait d'être évoquée et se trouve un peu renforcée par nos observations. Cette terre disparue au Tertiaire, la « *Tasmantis* » [*Browne, 1947* et *1950*, p. 687] serait très ancienne puisque son existence a été postulée d'après des considérations sur la paléogéographie du Carbonifère de N. S. Wales.

L'analogie pétrographique se poursuit dans le Jurassique. Le Jurassique australien, entièrement continental et d'eau douce dans l'E [1], est formé de dépôts détritiques, grossiers : grès, souvent feldspathiques, conglomérats et aussi de « mudstones » et de « shales ». En Victoria, par exemple, les grès feldspathiques, de couleur « bleu gris », contiennent des fragments anguleux de feldspaths (jusqu'à 35 %), principalement oligoclase, mais aussi orthose, de quartz, d'*andésite*, de la biotite chloritisée, et très peu de hornblende. *Le ciment est largement chloriteux* (cf. nos roches néocalédoniennes) ; la calcite est localement abondante. « Il est difficile d'échapper à la conclusion que le grès est en partie tuffacé » [*Browne*, p. 474]. Cependant, il n'est pas signalé pour le Jurassique la possibilité d'émissions volcaniques situées à l'E de l'Australie actuelle. Aussi faut-il se limiter ici à ces quelques comparaisons pétrographiques.

Celles-ci pourraient également être applicables aux roches ignées. Mais il est difficile de dater les roches ignées, apparemment intrusives dans le Trias, ou le Lias, ou le Jurassique supérieur de mon secteur ; de même, en Australie, les intrusions dans le Trias sont rapportées, avec plus ou moins de doute, au Tertiaire, ou au Crétacé tardif, ou au Mésozoïque sans plus de précision. Je reporterai donc l'étude des roches ignées et les comparaisons possibles dans un chapitre spécial.

2. Nouvelle Zélande. — Dans les deux îles, Trias et Jurassique datés sont encore représentés par des dépôts détritiques, mais *marins*. Le Trias comporte surtout des *grès* variés : plus ou moins grossiers, calcareux, micacés... etc..., des brèches, des conglomérats, des marnes et peu de calcaire (calcaire d'Okuku). Le Jurassique comporte surtout des *grès*, dominants, et des conglomérats [*R. W. Willett, in Geol. Survey..., 1948*, p. 12 à 14]. Dans l'ensemble Trias et Jurassique sont géographiquement associés et lithologiquement semblables. Ils constituent une unité lithologique (et aussi structurale) dénommée : « Système d'Hokonui ». Dans ce système le Jurassique suit le Trias sans discordance ni érosion étendues. C'est seulement entre le dépôt des couches à *Berriasella*, d'âge portlandien et la formation de « Taitai », considérée comme d'âge aptien qu'eut lieu une orogénèse importante, dite orogénèse post Hokonui.

De même en Nouvelle Calédonie, au moins dans notre secteur, le Lias est représenté par des faciès détritiques identiques à ceux du Trias et ne semble pas en être séparé par une lacune et encore moins par une discordance importante [2].

1. Car le géosynclinal tasman occupait alors une position plus orientale qu'au Permien. Voir à ce sujet les figures 203 et 204, p. 704 et 705, *in* Browne [*1950*].

2. Il est sans doute intéressant de constater que *la continuité des conditions* de sédimentation dans le Trias et le Lias trouve en quelque sorte un « reflet » dans une certaine *continuité organique*. Les genres : *Entomonotis, Otapiria, Pseudaucella* appartiennent en effet tous trois à la famille des *Pteriidae*. En Nouvelle Calédonie comme en Nouvelle Zélande il semblerait que, du Trias supérieur jusqu'au moins à une certaine hauteur dans le Lias, certaines conditions de vie aient peu varié. On a l'impression d'une « évolution sur place » qui ne pourrait évidemment être confirmée qu'avec un plus grand nombre de jalons.

Toutefois cette analogie ne saurait être poursuivie plus haut que le Lias terminal. Nous verrons en effet que la formation à Inocérames du bassin de Poya, vraisemblablement et, au moins *pro parte* d'âge callovo-oxfordien, présente un faciès nettement différent du Lias à *Pseudaucella*. A partir du Callovien il semble que les comparaisons lithologiques doivent plutôt être cherchées du côté de la Nouvelle Guinée.

Il est encore très intéressant d'évoquer la série qualifiée en Nouvelle Zélande : « Undifferentiated Jurassic — Triasic — Permian », qui couvre d'immenses surfaces sur la carte géologique à environ 1/1.000.000 publiée par le Geological Survey of New Zealand à l'occasion du 7e Congrès Pacifique des Sciences [*1949*]. C'est la série des greywackes[1]. Lithologiquement, elle est très similaire aux terrains triasiques, mais dans l'ensemble, elle est plus *indurée* ; ce sont des grès à grain variable, des greywackes[2], des lits d'argillites, des conglomérats compacts ; avec quelque fois (Southland, île du Sud) de puissantes intercalations de tufs altérés et de roches ignées.

Les géologues néozélandais admettent qu'au Trias et au Jurassique la fosse de Nouvelle Zélande était bordée par une masse terrestre en cours d'élévation, masse « qui aurait été située à *l'W du géosynclinal* » [*Fleming, 1949*, p. 74].

Enfin, *dans l'Antarctide*, aux îles Clarence et Éléphant, on a reconnu des paraschistes : ardoises, *grauwackes*, calcaires... etc., métamorphisés, qui se prolongent probablement sous l'océan et réapparaissent en Terre de Feu : formation Yaghan de Kanch, d'âge permo-triasique, comportant ardoises et schistes phyllitiques [*Castellanos, 1950*, p. 44-45].

Ainsi les faciès du Trias et du Lias de la chaîne néocalédonienne entre le col de Boghen et la vallée de Témala présentent une ressemblance certaine avec les faciès du Trias et du Jurassique de Nouvelle Zélande et d'Australie orientale, et ceci malgré les grandes distances, de l'ordre de 1.500 km, qui séparent ces régions. Ces faciès sont marins en Nouvelle Calédonie et en Nouvelle Zélande, d'eau douce en Australie. Tout semble se passer comme si, dans ces trois aires de sédimentation, s'étaient répandus les produits de destruction d'une ou plusieurs terres interposées entre le géosynclinal tasman et le géosynclinal papou. Ces terres devaient être le siège d'une activité volcanique plus ou moins continue, et certainement étendue.

Quant à la limite vers l'E du géosynclinal papou, elle ne peut être précisée. L'existence d'une terre ancêtre de l'actuel bassin fidjien et de l'actuelle zone structurale dénommée Fidjia (fig. 30) n'est appuyée par aucune donnée paléogéographique.

Conditions de dépôt de la formation des grauwackes.

1. Alimentation et enfouissement. — D'après Krumbein et Sloss [*1941*, p. 367 et 368] le grès géosynclinal typique est la grauwacke, avec souvent des intercalations de grauwacke conglomératique. Les conglomérats quartzeux restent très subordonnés (et ceci est vrai en Nouvelle Calédonie). Plus particulièrement les « chloritic shales », auxquels nos schistes noirs à chlorite de Nouvelle Calédonie ressemblent passablement, seraient caractéristiques des « eugéosynclinaux », géosynclinaux linéaires à subsidence active.

Les grauwackes seraient un type de sédiment « de décharge » dérivant de l'érosion rapide d'aires en cours de mouvement et *enfoui rapidement*. Le défaut de calibrage et la haute teneur en « matrice » impliquent l'absence d'un triage. Les chloritic shales, qui sont associées aux grauwackes, représenteraient l'accumulation de détritus plus fins dans des conditions *de dépôt et de subsidence également rapides* ; ce seraient des limons

1. Les Néozélandais écrivent greywacke ; Krumbein et Sloss [*1951*] : graywacke.

2. Personnellement nous avons pu vérifier la similitude de faciès macroscopique des roches néocalédoniennes avec les greywackes de Nouvelle Zélande en quelques points visités lors du 7e Congrès Pacifique des Sciences ; par exemple, à la carrière de Lyall Bay, Wellington, et au Mont Cook, dans l'île du Sud.

(«silts») et des argiles provenant aussi d'aires en cours d'orogénèse et rapidement érodées [*Krumbein* et *Sloss, 1951*, p. 136]. Quant aux subgrauwackes elles traduiraient des conditions de subsidence modérée dans des aires de dépôt instables, où la vitesse d'enfouissement est assez grande pour prévenir un bon triage par les agents de transport.

Les faits observés en Nouvelle Calédonie se conforment à ces conceptions. Notamment, la grande abondance de galets « allochtones » de roche microlitique peut plaider, nous l'avons vu, en faveur de l'existence de terres émergées, en cours de mouvement à l'W de la Nouvelle Calédonie. Certaines parties de cette ou de ces terres devaient être proches du littoral occidental actuel, d'après les données sur la stratigraphie du Trias par Piroutet. Probablement la flexure continentale de J. Bourcart [*1949*, p. 74] s'amorçait-elle à proximité immédiate de la côte ouest ; les produits de destruction des reliefs la descendaient et remplissaient le géosynclinal néocalédonien en subsidence.

2. Profondeur. — On sait que si, en principe, le matériel clastique grossier reste près du rivage et le matériel fin est disséminé vers le large, on ne peut cependant pas établir de correspondance rigoureuse entre le calibrage d'un sédiment et la profondeur de dépôt. C'est qu'en effet, le fond peut ne pas descendre en pente régulière ; que l'agitation des eaux, la violence des arrivages, liée aux conditions climatiques régnant sur les aires alimentatrices et aux mouvements qui affectent celles-ci, interviennent puisamment sur la répartition des dépôts détritiques. Aussi se montre-t-il de plus en plus vain, dans la plupart des cas, de chercher à préciser des conditions de profondeur *absolue* de dépôt.

Krumbein et Sloss [*1951*] ne mentionnent pas, en dehors des conditions que nous avons indiquées plus haut, de profondeur particulière pour le dépôt des grauwackes. Ils indiquent seulement [p. 210] que, dans les parties les moins profondes, *épinéritiques* du milieu néritique (entre 0 et environ 200 m) les sédiments clastiques : « shales » et grès peuvent dominer. Mais ils ne précisent pas quel type de grès. D'autre part, dans le milieu bathyal (entre 200 et environ 1.800 à 2.000 m), on rencontre des sables très fins, des vases et des dépôts calcaires, glauconieux et siliceux « with perhaps an emphasis on the formation of siliceous deposits in bathyal depths ».

En ce qui concerne la série des grauwackes néocalédoniennes nous n'y connaissons pas, pour notre part, de lits siliceux à grain fin (« cherts » des auteurs de langue anglaise) et nous ne sommes guère tenté d'en faire des dépôts bathyaux, réellement profonds. Mais nous observerons que le milieu bathyal «is confined largely to the outer *slopes* of the continental shelves» [*op. cit.*, p. 211]. Et c'est peut-être en partie sur la pente externe de la table continentale que se seraient déposées nos grauwackes.

Cependant, d'après un récent travail de Kuenen et Migliorini (cité dans Krumbein et Sloss [*1951*, p. 213]), certains dépôts de grauwackes pourraient être franchement bathyaux ou même abyssaux. Leur transport par des courants de densité pourrait les porter dans les profondeurs normalement non troublées par des courants de turbulence. L'association de grauwackes avec des cherts lités plaide en faveur de ce mode de formation. Il ne semble pas qu'une telle hypothèse s'applique, dans son ensemble, aux grauwackes néocalédoniennes, non accompagnées de « cherts » lités. De plus leur extension longitudinale est telle qu'il semble difficile de l'expliquer par des courants de densité, répartis presque nécessairement de façon quelque peu erratique.

Il est, par ailleurs, fort probable que la portion la plus occidentale des grauwackes s'est déposée *en milieu néritique*. Les organismes benthiques communs dans ce milieu : Mollusques, Brachiopodes notamment sont, en effet, particulièrement abondants sur le littoral occidental et semblent plus rares dans l'intérieur, au moins dans l'état actuel de nos connaissances. Des lacunes dans le Trias ont été signalées par Piroutet sur la côte occidentale [voir notamment p. 111]. Enfin, des bois flottés sont fréquents dans cette région ; nous en avons signalé dans le gisement, d'âge vraisemblablement triasique supérieur, de la Pointe Javano. Ainsi vers l'W, tout semble annoncer la proximité d'un rivage plus ou moins fluctuant sur la table continentale.

Il est vraisemblable que la profondeur augmentait du SW au NE. Quand on se déplace dans cette direction, dans les parties internes : fond du bassin de Poya, massif du Katepouenda, fond du bassin de Pouembout, etc..., apparaissent, alternant avec les grauwackes, les schistes noirs (à chlorite), à matériaux clastiques beaucoup plus fins. Mais cet accroissement de profondeur vers l'E, qui résulte surtout de la vraisemblance d'une terre *occidentale* n'est pas une nécessité absolue. Les caractères criblométriques des faciès grauwackes ne varient pas systématiquement par le travers de l'île. Et il ne faut pas perdre de vue que, en dehors des oscillations du fond marin et des terres alimentatrices, les vicissitudes climatiques affectant ces dernières doivent jouer un rôle important dans la granulométrie des matériaux qui en dévalent.

Tout ce qu'on peut raisonnablement penser, c'est que l'alternance grauwackes-schistes noirs dans les zones internes traduit des « oscillations » ; mais ces oscillations qui peuvent être « du fond » peuvent aussi être des oscillations d'autres conditions.

Aussi ne pouvons-nous être aussi affirmatif que Piroutet lorsqu'il écrit que les schistes triasiques deviennent de plus en plus abondants quand on se déplace d'W en E, lorsqu'il distingue les faciès : occidental, central et oriental du Trias, et y voit un gradient de profondeur... En dehors des raisons exposées précédemment, nous ne devons pas perdre de vue, non plus, l'indétermination qui pèse sur l'âge d'une grande part des schistes noirs internes et orientaux. Pour Piroutet, ils étaient tous « permo-triasiques ». Mais en fait, comme nous le montrerons plus loin, il en est d'âge jurassique supérieur et sans doute aussi d'âge crétacé. Seule une stratigraphie très fouillée, si elle est possible, pourrait préciser les épaisseurs des schistes noirs de divers âges et permettre alors de suivre les variations transversales de faciès dans la « formation des grauwackes ».

LA FORMATION DES CONGLOMÉRATS ET ARKOSES DE LA VALLÉE DE LA CONGO

SOMMAIRE. — Dans les hautes vallées de la Kamendoua, de la Congo et de la Faténaoué (f. 3 et 4) s'allonge une formation conglomératique et arkosienne, caractérisée par l'abondance des conglomérats rouges. Le ciment de ces roches est calcitique et ferrugineux et la rubéfaction n'est pas d'origine récente. Celle-ci, et l'orientation anarchique des galets qui sont surtout de schistes métamorphiques, de grauwackes et de quartz, suggèrent fortement une émersion, d'ailleurs sans doute très localisée, de terrains métamorphiques.

L'âge de la formation, de l'émersion et de la phase orogénique qui a provoqué cette émersion, est à coup sûr post-triasique et anté-sénonien. Mais ce large cadre laisse le champ libre à diverses possibilités parmi lesquelles : Lias supérieur, Jurassique moyen et Jurassique terminal, Infracrétacé (phase « cimmérienne jeune » ?).

Dans cette dernière hypothèse, la formation serait un équivalent latéral partiel de la formation à charbon. Elle est renversée au SW sur la formation à charbon. La coïncidence entre les conglomérats rouges, qui

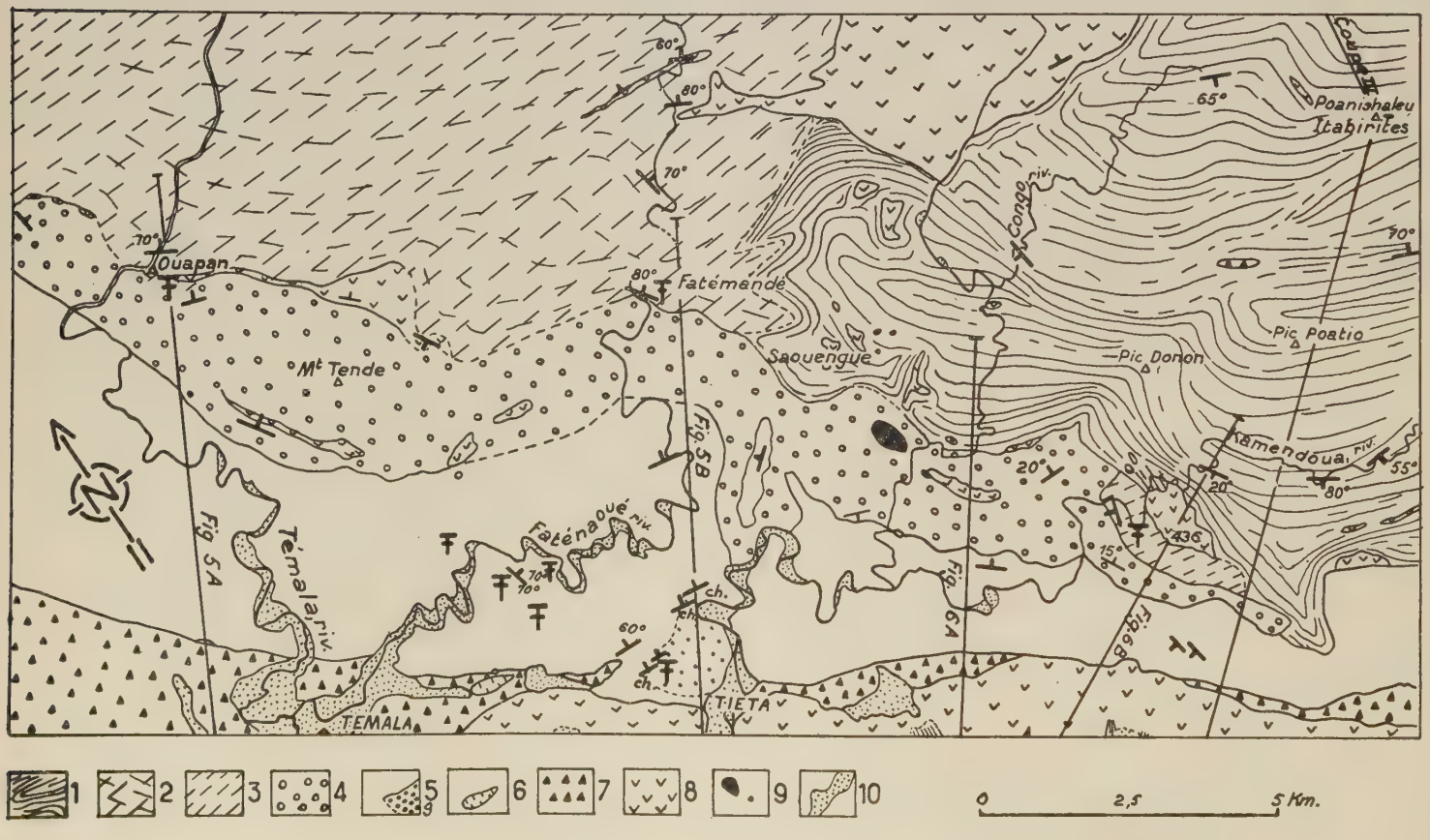


FIG. 4. — Carte montrant l'extension de la formation de la Congo.

1 : Séricitoschistes, schistes chloriteux. — 2 : Formation des grauwackes, légèrement métamorphique. — 3 : Grauwackes non métamorphiques (Kamendoua). — 4 : Formation des conglomérats et arkoses de la Congo. — 5 : Formation à charbon ; g : grès et poudingues dans cette formation. — 6 : Calcaires de l'Éocène I. — 7 : Basaltes paléogènes. — 8 : Péridotites, serpentines. — 9 : Carbonatites magnésiennes de la vallée de la Congo. — 10 : Alluvions et éluvions (au SE de Tiéta).

Les traits forts marquent la position des coupes des fig. 5 A et B, 6 A et B.

semblent uniques en Nouvelle Calédonie et l'inflexion vers l'E du grand arc métamorphique septentrional est frappante et suggère la possibilité de directions structurales anciennes, anté-cénozoïques, dont certaines étaient orientées W-E. Elle témoigne — et ceci est confirmé par l'étude de la formation à charbon — que, bien avant le Cénozoïque, l'arc septentrional s'érigeait en une guirlande insulaire.

Localisation. — Piroutet [1917, p. 171] s'est borné à signaler les grès et poudingues de la Congo qu'il inclut dans sa formation à charbon, c'est-à-dire pour l'essentiel dans le Crétacé. Cette formation détritique grossière s'étire (voir f. 3 et 4 et fig. 4) en une bande qui, apparaissant aux sommets Poa Iti et Poigni au NW du Poindala, traverse les rivières Kamendoua (affluent de la rivière de Voh), Congo (h^te^ rivière de Voh), Faténaoué et atteint la rivière Temala en aval de la station d'Ouapan. Elle se prolonge peut-être plus loin vers le NW. En tout cas, suivant le trajet indiqué, elle s'étend sur une longueur d'environ 25 km. C'est donc évidemment de façon conventionnelle que nous avons choisi comme désignation géographique de la formation, la vallée de la Congo.

Vers le NE, cette formation se trouve le plus souvent en contact avec des terrains métamorphiques : sericitoschistes et schistes chloriteux. Cependant, en certains points, elle touche des terrains non ou peu métamorphiques : en particulier dans la vallée de la Kamendoua, immédiatement à l'W du massif serpentineux du S^t^ 436, des conglomérats rouges succèdent à des grauwackes du *Trias supérieur*. Dans la vallée de la Faténaoué, au confluent de la Fatémandé, des conglomérats non rubéfiés se trouvent à proximité immédiate de schistes noirs d'âge norien.

Quelques coupes dans la formation.

1. Vallée de la Temala (fig. 5 A).

Lorsque l'on descend la vallée de la Temala depuis la tribu d'Ouango, on traverse une série de schistes noirs ardoisiers, lustrés, injectés de filets de quartz blanc, que nous interprétons comme une partie de la

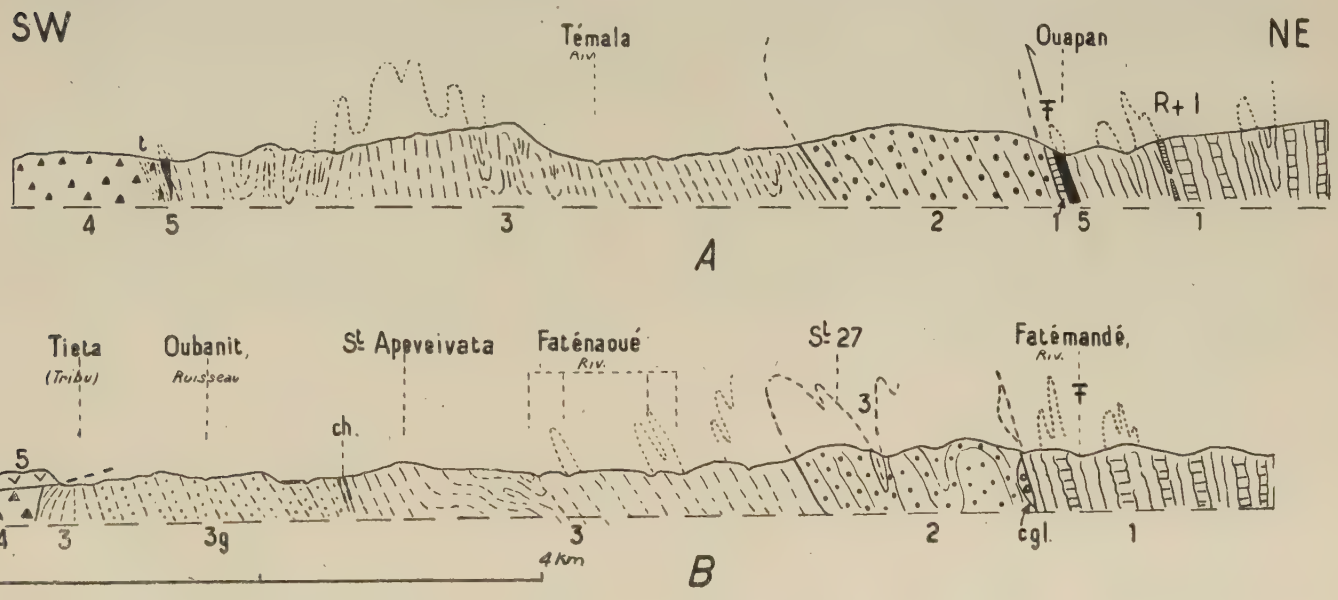


Fig. 5.

A. Coupe de la vallée de la Témala (f. 3). — B. Coupe de la vallée de la Faténaoué (f. 3).

Profils très approximatifs (sommets non cotés sur les cartes au 40.000e).

1 : Formation des grauwackes légèrement métamorphisée ; R + I (fig. A) : radiolarite et lave chloritisée (835, 835') ; ₸ : *Entomonotis ochotica*. — 2 : Formation des conglomérats et arkoses de la Congo ; dans ces deux coupes elle comporte très peu de conglomérats (cgl, fig. B). — 3 : Formation à charbon, faciès argilo-schisteux (pélites) ; 3g : grès, conglomérats, près de Tiéta, sur le ruisseau Oubanit (fig. B) ; sur ce ruisseau a été trouvée la « faune de Tiéta » (albienne ?) ; ch : charbon anthraciteux, — 4 : Basaltes paléogènes ; t : tufs volcaniques (fig. A). — 5 : Serpentines, — 6 : Péridotites serpentinisées.

formation des grauwackes un peu métamorphique. A la station d'Ouapan apparaît un « fil » de serpentine laminée qui s'en va en direction du SE et s'épanouit sur la ligne de crête entre Témala et Faténaoué. Immédiatement au SW de cette serpentine, tout près de la station d'Ouapan, nous avons trouvé, dans des schistes jaunes (altérés) à grain très fin : *Entomonotis ochotica* var. *pachypleura* et *densistriata*. A 300 m au SE de ce gisement, et toujours au mur du fil de serpentine, dans des schistes noirs un peu lustrés, nous retrouvons quelques mauvaises traces, étirées, d'*Entomonotis* sp. Ici s'intercalent, dans les schistes noirs, des grauwackes à grain fin et quelques bancs lenticulaires de brèches grossières.

Puis, nous déplaçant de la station d'Ouapan vers la tribu de Témala, nous traversons une large bande de grès et de schistes feldspathiques, avec des niveaux de grès et arkoses à mica blanc (détritique) ; toutes ces roches ont une patine d'altération jaune. Les premiers grès apparaissent tout près des *Entomonotis* d'Ouapan, sans intercalation de formations détritiques très grossières. Cette formation gréseuse ressemble beaucoup à celle du haut bassin de la rivière de Koumac et de la baie de Néhoué (voir p. 42). Elle est couverte de Graminées.

Plus loin vers le SW, nous entrons dans les schistes noirs argileux de la formation à charbon, dont les collines roses sont jonchées de rares Niaoulis et de Fougères. Le contraste de cette végétation avec celle de la formation arkosienne est frappante et permet de bien dessiner le contact.

2. Vallée de la Faténaoué (fig. 5 B)

Elle nous montre, toujours d'amont en aval, une succession du même genre que celle observée dans la Témala. Sur la Fatémandé, à 250 m environ en amont de son confluent avec la Faténaoué, dans des schistes noirs, on rencontre *Entomonotis ochotica* var. *pachypleura* et *sparsicostata* ; des fragments roulés fossilifères se retrouvent d'ailleurs à l'embouchure de la Fatémandé. En ce point, la Faténaoué coule le long des conglomérats grossiers, coupés de passées de schistes noirs ; ceux-ci ne montrent plus aucune trace d'*Entomonotis*. Ces conglomérats sont très redressés et plongent 70 à 80° au NE. Ils affleurent sur environ 150 m de large et sont suivis, sur environ 1.600 m, par une formation essentiellement arkosienne, coupée de schistes noirs. Puis on entre dans la formation à charbon, avec nodules siliceux.

3. Vallée de la Congo.

La coupe de la Congo (fig. 6 A) est particulièrement démonstrative. En allant d'amont en aval, on rencontre successivement : des sericitoschistes plongeant au NE, puis des grauwackes (952), ici très peu puissantes, qui n'ont pu être figurées sur la carte, puis une épaisse série de conglomérats rouges plongeant 50° au NE et formant de grandes dalles, que la rivière recoupe perpendiculairement à leur direction. Dans le détail, cette succession se complique de passées étroites, très plissotées et laminées, de sericitoschistes et de serpentines, intercalées dans les conglomérats. A environ 2 km plus en aval, la formation qui, ici, a perdu sa couleur rouge et comporte surtout des arkoses, est en contact avec les schistes argileux de la formation à charbon qui plongent sous elle. C'est surtout entre le S^t 434 et le S^t Nanémani, entre Congo et Kamendoua, que les conglomérats rouges présentent leur plus grande extension. Sur la crête entre ces deux sommets, on voit d'énormes bancs rouges plongeant en moyenne 20° au N ; leur direction est ici aberrante par rapport à la direction générale de la bande détritique.

4. Vallée de la Kamendoua (fig. 6 B).

Viennent d'abord des grauwackes, appuyées sur les serpentines du S^t 436 et plongeant vers l'W. Dans une grande boucle vers le S de la Kamendoua, nous avons rencontré, dans ces grauwackes, de mauvaises empreintes étirées de *Daonella indica* Bittner (995). Vers l'aval leur succèdent des conglomérats grossiers. Ceux-ci, d'abord rouges, plongeant 15° au N, c'est-à-dire, à l'inverse des grauwackes, sont recoupés par une grande boucle de la Kamendoua ; puis, avant d'atteindre, un peu plus en aval, un beau rapide de la rivière, ces conglomérats perdent leur couleur rouge et prennent une teinte générale gris bleuté, déterminée par la couleur de leurs galets de « pierre bleue » (grauwacke à grain fin). Encore un peu plus en aval s'intercalent, dans ces conglomérats, de fines passées de schistes argileux et argilo-gréseux noirs présentant déjà le faciès de la formation à charbon. Dans ces schistes argileux, nous avons trouvé quelques empreintes végétales en fort mauvais état, dont il n'a pu être tiré aucun parti. Plus en aval encore, les conglomérats viennent très clairement chevaucher sur la formation à charbon de la basse Kamendoua.

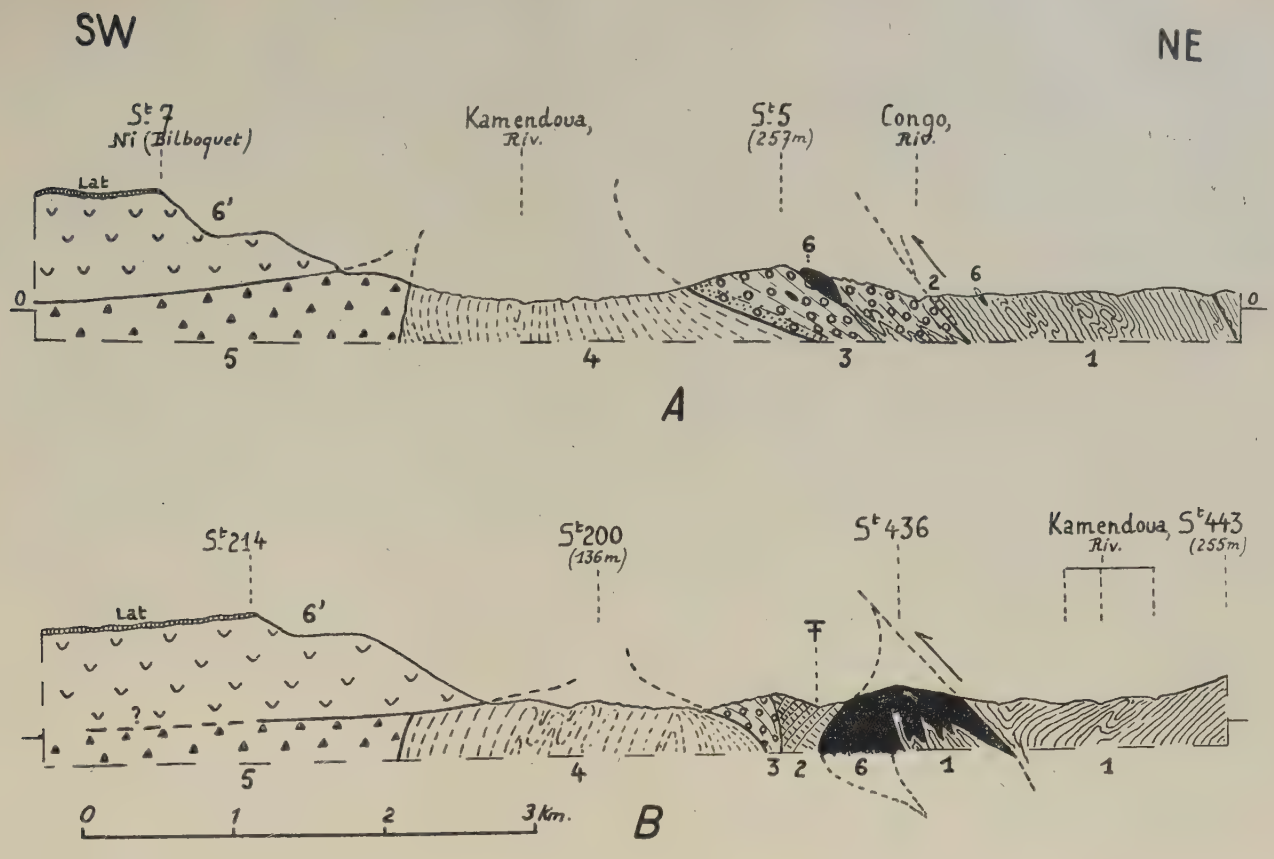


FIG. 6.

A. Coupe de la vallée de la Congo (f. 3).
B. Coupe de la vallée de la Kamendoua (f. 3 et 4). Profils très approximatifs (peu de sommets cotés sur les cartes au 40.000e).

1 : Séricitoschistes, schistes chloriteux. — 2 : Grauwackes non métamorphiques ; F (fig. B) : cf. *Daonella indica* BITTNER (Trias supérieur). — 3 : Formation des conglomérats et arkoses de la Congo ; dans ces deux coupes les conglomérats dominent de beaucoup sur les arkoses et grès, qui apparaissent toutefois à la lisière occidentale de la formation dans la fig. B. — 4 : Formation à charbon. — 5 : Basaltes paléogènes. — 6 : Serpentines. — 6' : Péridotites serpentinisées (massif recouvrant du Koniambo) ; Lat : latérites ferrugineuses ; Ni : gisement de nickel anciennement exploité.

Étude lithologique.

1. *LES CONGLOMÉRATS ROUGES.* — Leurs galets sont des fragments de séricitoschistes, de quartz, de grauwackes, de calcaires siliceux. Sont particulièrement intéressants, pour essayer de dater la formation, les galets de grauwackes. Au microscope, ceux-ci (953) montrent bien quelques différences avec les grauwackes en place. En particulier, leurs plagioclases sont en grande partie épigénisés par de la calcite. Cette épigénie doit très certainement être mise en relation avec la composition du ciment des conglomérats. En effet, ce ciment qui apparaît presque complètement opaque, car très riche en limonite, montre des plages de calcite. Le carbonate est pénétré par l'oxyde de fer et coloré le long des clivages.

Outre la calcite et l'oxyde de fer, ce ciment rouge contient quelques grains de plagioclase particulièrement calcitisés et quelques grains de quartz. Sur le terrain, nous avons reconnu que la plupart des galets sont rubéfiés : dans les galets de « pierre bleue » (grauwacke) cette rubéfaction se limite à une écorce, dans les galets de séricitoschistes elle pénètre suivant les feuillets. Cette rubéfaction ne peut absolument pas être interprétée comme une altération continentale récente ou sub-actuelle, car elle est aussi nette dans les affleurements très frais, entaillés par les rivières, que dans les affleurements de pente. Enfin, dans ces conglomérats rouges, s'intercalent des

passées fines d'argillites de couleur lie de vin. Au microscope (959) on y observe, dans un fond finement quartzeux et sériciteux, de gros grains de quartz clastique et des plages de forme assez régulière, complètement remplies de petites lames de mica blanc. Quelques-unes de ces plages montrent d'incontestables reliques de plagioclase ; il s'agit donc de plagioclases presque complètement damouritisés. Il faut ajouter quelques lames d'une phyllite vert brunâtre, nettement pléochroïque, ressemblant à certaines chlorites de la formation des grauwackes. Ces argillites lie de vin, à la différence du ciment des conglomérats, ne montrent pas trace de carbonate.

Une autre caractéristique des conglomérats rouges, au moins en certains points, est le défaut total de classification et l'orientation anarchique des galets. Dans la vallée de la Congo, ils ne sont pas lités et les galets y présentent des diamètres très variables, dépassant rarement 20 cm. Ce défaut de classification vient assez bien à l'appui d'une origine proche ; d'ailleurs, en se déplaçant vers l'aval, on observe dans les conglomérats gris une classification bien meilleure. Il se dessine alors des lits réguliers et alternants de grès, d'arkose et de conglomérats à galets de séricitoschistes et de quartz. Dans un même lit, les éléments roulés sont du même ordre de grandeur et les plaquettes schisteuses reposent à plat suivant le litage.

Nous avons noté cependant, dans la vallée de la Congo, que les conglomérats rouges peuvent montrer une disposition en dalles assez régulière, accompagnée d'une certaine orientation des galets. Il semble que cette disposition puisse être d'origine tectonique et résulter du serrage intense avec déversement au SW de cette série détritique.

2. *LES CONGLOMÉRATS GRIS.* — Les galets de ceux-ci sont plus aisément étudiables au microscope que ceux des conglomérats rouges. Dans les conglomérats de la Kamendoua (997) nous avons déterminé ces galets comme : grauwackes, argillites rouges (identiques à 959), séricitoschistes. Le ciment, très peu abondant, remplit seulement quelques interstices entre les galets, ceux-ci étant le plus souvent jointifs sur de larges surfaces. Le microscope y montre de la calcite, de très gros grains de quartz et beaucoup de chlorite présentant la biréfringence d'une pennine.

Ainsi les éléments constitutifs des conglomérats gris sont, pour l'essentiel, identiques à ceux des conglomérats rouges, mais la présence de galets d'argillites lie de vin, qui sont complètement absents ici en intercalations stratigraphiques, précise que les conglomérats gris sont postérieurs aux conglomérats rouges.

3. *LES ARKOSES.* — Un échantillon (977) recueilli sur la rivière de Congo, tout près du contact entre la formation des conglomérats et la formation à charbon, présente la composition minéralogique suivante : gros quartz clastiques ne montrant pas de traces de nourrissage — plagioclases très abondants et très frais, représentant près de la moitié des éléments clastiques : c'est de l'andésine à environ 35 % d'anorthite — lamelles de mica blanc et d'une phyllite chloriteuse, quelquefois brunâtre et quasi-biotitique. La taille de ces fragments clastiques varie de 0,15 à 0,5 mm. Le ciment, fort peu abondant, à tel point que les débris clastiques sont souvent jointifs, se compose pour l'essentiel de calcite, accessoirement de quartz finement grenu, et d'un peu de limonite.

Cette roche mérite le nom d'*arkose* (plus de 25 % de feldspath) *à ciment calcaire.*

Une arkose identique (976), recueillie entre la Congo et la Faténaoué, montre de la biotite, d'ailleurs peu abondante, et quelques baguettes ténues de tourmaline verte incluses dans un quartz, éléments dont la présence confirme l'origine en grande partie métamorphique des matériaux de la formation.

A ces arkoses sont intimement associées, par exemple dans la vallée de la Congo, des pou-

dingues (978) à petits galets de quartz blanc et de schistes noirs non métamorphiques, du type des schistes de la formation des grauwackes ; les galets, bien roulés, présentent ici un diamètre de 1 à 2 cm. Le ciment de ces poudingues présente la composition des arkoses précédentes.

Aucun indice de faune n'a été relevé dans les arkoses.

En résumé, si nous suivons la rivière Congo d'amont en aval, en traversant la formation, nous partons de conglomérats rouges grossiers et désordonnés pour aboutir à des arkoses et entrer enfin dans les schistes argileux de la formation à charbon. En d'autres termes, les matériaux clastiques deviennent de plus en plus fins lorsque l'on s'éloigne de leur source vraisemblable, qui correspondrait à l'emplacement actuel des hautes vallées de la Congo et de la Kamendoua. Mais il n'est pas démontré que dans cette diminution progressive de grosseur du grain il faille voir un simple passage régulier de faciès *dans l'espace*. Il est tout aussi défendable d'y voir un passage de faciès vertical, *dans le temps*, en considérant les arkoses (et la formation à charbon) comme postérieurs aux conglomérats [1]. On peut considérer qu'à un régime d'arrivages turbulent et sans doute littoral [2], a succédé un régime de moins en moins violent, variation qui traduit sans doute, après un mouvement d'émersion, un retour à des profondeurs de plus en plus grandes ou mieux à des éloignements de la côte de plus en plus considérables.

Néanmoins, il nous semble impossible d'exclure toute possibilité d'une variation latérale, car si l'on suit la formation, non plus transversalement, mais longitudinalement, par exemple de la Congo à la Faténaoué, les conglomérats grossiers se réduisent progressivement à de petites lentilles et les conglomérats rouges ont disparu par le travers de la Faténoué. Aussi, en l'absence d'une stratigraphie très poussée de la formation, nous paraît-il impossible de faire la part de ces deux possibilités.

Age de la formation.

Nous observerons qu'elle remanie des grauwackes qui, dans la vallée de la Kamendoua, sont d'âge pour le moins *triasique supérieur* (cf. *Daonella indica*). D'autre part, dans presque toutes les sections que nous avons brièvement décrites, elle s'intercale entre des gisements de Trias supérieur bien daté (surtout *Entomonotis ochotica*) et la formation à charbon. *Il apparaît donc qu'elle succède au Trias supérieur.*

Vers le haut, il est difficile de suggérer une limite stratigraphique précise. Elle est antérieure au Crétacé de Tiéta (bassin de Voh) qui est peut-être du Mésocrétacé (Albien ?) et aux couches sénoniennes à *Kossmaticeras* de la Faténaoué. La difficulté réside dans le fait que, faute de fossiles, la formation à charbon de ces régions reste très incomplètement datée. Comporte-t-elle ici le Jurassique supérieur, le Callovo-Oxfordien, comme dans le bassin de Poya ? Si tel était le cas, la formation des grès et conglomérats serait post-norienne et anté-jurassique supérieur. Mais, en fait, le problème reste entier et tout ce que l'on peut affirmer à coup sûr c'est qu'*elle est post-norienne et anté-sénonienne*. Peut-on l'inclure dans l'extension stratigraphique de la formation à charbon au sens de Piroutet [p. 171] c'est-à-dire pour l'essentiel dans le Crétacé ? Cette possibilité n'est évidemment pas exclue, mais aucun fait probant ne milite en sa faveur.

Cette formation reflète des mouvements qui, peut-être, auraient pu, comme en Indochine, commencer dès la fin du Trias mais qui, évidemment, ont pu s'échelonner ou se situer beaucoup

1. Nous avons d'ailleurs noté plus haut que la présence dans les conglomérats gris d'éléments remaniés d'argillites lie de vin qui n'ont été rencontrés en place que dans les conglomérats rouges, permet d'admettre que les conglomérats gris sont postérieurs aux rouges.

2. Voir p. 40 : Interprétation paléogéographique.

plus haut dans le temps. Rien ne peut être précisé à cet égard, mais on peut néanmoins se livrer à quelques spéculations. Nous avons mentionné la présence de conglomérats qui, dans la Noembra (f. 5), s'intercalent entre les grauwackes et les couches à charbon, peut-être encore liasiques, en tout cas très vraisemblablement antérieures au Callovo-Oxfordien. Peut-être faudrait-il synchroniser les conglomérats de la Congo avec ceux de la Noembra, et les emplacer dans le Lias supérieur-Jurassique moyen...

Mais on peut aussi, cherchant les traces d'une orogénèse antécénozoïque de quelque importance, tourner ses regards vers la Nouvelle Zélande. Là les géologues locaux nous enseignent que l'orogénèse mésozoïque a eu lieu entre le Portlandien et le « Taitai », parallélisé avec l'Aptien, donc à l'Infra-Crétacé. Un âge « cimmérien jeune » pour les mouvements de la haute Congo ne peut non plus être exclu. Dans cette hypothèse, la formation conglomératique serait sans doute un équivalent latéral partiel, et très local, de la formation à charbon.

La recherche de Végétaux fossiles en meilleur état que ceux que nous avons récoltés dans la vallée de la Kamendoua serait sans doute intéressante ; elle permettrait peut-être de serrer de plus près l'âge de la formation.

Disposition structurale. — D'une façon presque constante la formation repose au SW sur la formation à charbon ; elle plonge fréquemment sous les terrains métamorphiques. Elle est donc renversée vers le SW mais, en l'absence d'une stratigraphie détaillée, il est bien difficile de préciser si ce renversement s'accompagne d'un véritable chevauchement. En tout cas, ce renversement est souvent très accentué puisque les pendages des conglomérats peuvent descendre jusqu'à 20 ou 15°.

Il est assez difficile de préciser la puissance de la formation, puissance qui doit d'ailleurs être variable dans une série détritique aussi grossière. De plus les directions ne sont pas constantes ; ainsi dans la portion la plus large, c'est-à-dire entre Kamendoua et Congo, les bancs sont orientés sensiblement W-E, ce qui explique le renflement de la bande dans cette région. En prenant pour base la coupe de la vallée de la Congo et comme pendage moyen 20°, la puissance de la série des conglomérats serait de l'ordre de 500 m, en admettant encore qu'elle ne comporte pas de replis [1].

Interprétation paléogéographique.

La genèse des couches rouges en général a été revue récemment par Krumbein et Sloss [*1951*, p. 369 à 371]. On sait que la coloration rouge n'est pas un phénomène spécial aux dépôts terrestres et il n'est pas nécessaire de supposer que les conglomérats rouges de la Congo furent exposés, pendant et peu après leur formation, aux agents atmosphériques. On peut admettre que le matériel clastique et la matière colorante provenaient d'une terre émergée couverte d'un sol rouge, formé en climat relativement chaud et humide, *mais que le dépôt n'était pas aérien.* La condition de conservation de la couleur rouge serait un enfouissement rapide dans un milieu oxydant.

Le caractère anarchique, le défaut de classification et d'orientation des fragments des conglomérats rouges suggère — ou un dépôt de piedmont, à la lisière supérieure d'une plaine alluviale — ou un dépôt littoral deltaïque. Faute de fossiles marins ou de dépôts d'« évaporites », gypsifères par exemple, il n'est pas possible de trancher en faveur ou non d'un dépôt à la lisière du milieu marin. Mais, quelles que furent les conditions du dépôt lui-même, il n'en reste pas

1. Ce qui n'est d'ailleurs pas exact, car on y voit, dans la vallée de Congo, des lames de sériciteschistes. Mais inversement, un pendage de 20° tend plutôt à faire sous-estimer la puissance.

moins que le caractère grossier et anarchique des conglomérats — et leur couleur rouge — supposent de toute façon l'existence d'une *aire émergée*, probablement très proche de l'actuelle position des conglomérats.

Ainsi, après le Trias supérieur et avant le Sénonien, des mouvements firent émerger une série déjà métamorphique et des dépôts, ici peu ou non métamorphisés, de la formation des grauwackes. Cette émersion a dû être très localisée et limitée à une aire occupant une position correspondant aux hautes vallées de la Congo et de la Kamendoua actuelles. En effet, si l'on suit les conglomérats, soit vers le SE, soit vers le NW, on les voit s'effiler et les conglomérats rouges en particulier ont totalement disparu par le travers de la Faténaoué.

La présence de galets de séricitoschistes et de schistes chloriteux dans les conglomérats de la Congo montre que *le métamorphisme avait déjà affecté les terrains antérieurs*. L'aire émergée comportait des terrains de la formation des grauwackes mais aussi des terrains métamorphiques. L'absence, en beaucoup de points, par exemple entre Congo et Kamendoua, de la formation des grauwackes, ou la réduction considérable de son épaisseur, par exemple dans la coupe de la Congo, est très vraisemblablement due, au moins en partie, à l'abrasion consécutive à l'émersion [1].

Enfin, nous noterons que, alors que les péridotites et serpentines sont très abondantes dans la haute Congo : massif du Oua-Tilou, nombreuses lentilles et filons-couches de la haute Kamendoua, on n'en rencontre jamais de galets dans les conglomérats, pas plus d'ailleurs que dans la formation des grauwackes.

Cependant des serpentines sont présentes dans le contact même des conglomérats et des terrains métamorphiques sur la rive gauche de la Congo (voir f. 4). Si elles étaient antérieures aux conglomérats, elles auraient donc nécessairement été mises à nu au moment du dépôt de ceux-ci et on devrait en retrouver des morceaux remaniés. Leur absence montre indiscutablement que les roches ultramafiques sont ici postérieures aux conglomérats, donc au moins nécessairement postérieures au Norien. *La notion de roches ultramafiques « anciennes »* [Pelatan, 1892] doit donc être écartée [2].

Nous devons encore attirer l'attention sur la singulière concomittance entre la formation de la Congo et surtout les conglomérats rouges, et l'inflexion ouest-est du grand arc métamorphique septentrional, suivie en particulier par les axes des massifs péridotiques du Oua-Tilou et du Tchingou. Cette direction se prolonge jusqu'à la côte est, dans la région de Touho-Wagap-Poindimié. Elle prend l'île en écharpe et constitue une des inflexions structurales majeures par rapport à l'orientation générale de la Nouvelle Calédonie.

Dans ces conditions, on peut se demander si, avant le dépôt des conglomérats, ne s'était pas amorcée une dorsale ouest-est, dont une faible portion, la portion occidentale, située précisément à la coudure aurait émergé. Cette direction structurale serait donc ancienne, et bien antérieure en tout cas à l'orogénèse cénozoïque. Nous rapprocherons cette possibilité d'autres incurvations des lignes directrices, et notamment de la torsion des anticlinaux d'Éocène I de Bourail dans la région du Cap Goulvain (voir f. 5). Cette torsion suggère le moulage des plis tertiaires sur des structures profondes antérieures. Nous espérons que ces problèmes seront un peu éclaircis par l'apport de nos collaborateurs. *Les faits exposés ici montrent, en tout cas* — et ceci sera confirmé par l'étude de la formation à charbon — *que, bien avant le Cénozoïque, mais après le dépôt des grauwackes, l'arc septentrional s'érigeait en une guirlande insulaire.*

1. Des escamotages structuraux sont néanmoins possibles, étant donné le renversement vers le SW.

2. D'ailleurs je montrerai qu'aucune des formations détritiques antérieures au Miocène ne contient sûrement de fragments de ces roches. Sans que l'on puisse l'affirmer absolument il y a donc de bonnes raisons de penser que toutes les roches ultramafiques néocalédoniennes se sont mises en place après l'Éocène et avant le Miocène et sont *grosso modo* synchrones.

LA FORMATION DES GRÈS ET SCHISTES FELDSPATHIQUES DE LA BAIE DE NÉHOUÉ ET DU BASSIN DE KOUMAC

Sommaire. — Sur le terrain, les roches de cette formation ressemblent passablement à certains faciès de la formation de la Congo et, à titre tout à fait hypothétique et provisoire, les deux formations ont été figurées comme synchrones. L'étude microscopique montre toutefois des différences : pas de microgalets microlitiques comme dans les arkoses de la Congo, fréquence de l'albite et ciment non calcitique. Selon toute vraisemblance l'albite a été empruntée à des coulées synchrones de rhyolites alcalines albitiques (ou « sodaclase-dacites »). Des microdiorites porphyritiques, très chloritisées, sont intrusives dans la formation.

Des conglomérats laminés et métamorphiques en étroites pincées dans les séricitoschistes de la presqu'île d'Arama sont peut-être contemporains de la formation de la baie de Néhoué. Dans ce cas, il faudrait admettre, entre la formation et une portion des séricitoschistes, un passage de faciès accompagné d'un gradient de métamorphisme croissant d'W en E. Mais les observations actuelles laissent supposer que la question des relations d'âge entre la formation et les séricitoschistes est très complexe.

***

Cette formation mérite d'être décrite isolément, bien que nous l'ayons représentée sur la carte géologique sous la même couleur que la formation des conglomérats et arkoses de la Congo. Nous n'y avons pas découvert de fossiles et n'avons pu la dater, même approximativement, par interpolation. C'est donc de façon très hypothétique et tout à fait provisoire que, sur la carte (f. 1 et 2), nous l'avons parallélisée avec la formation de la Congo, d'âge également très indéterminé.

Elle est présente dans les îles du Nord : Taanlô, Tanlai, Baaba; dans la baie de Néhoué : presqu'île de Pabou, île Boh, région comprise entre rivières Nendjane et Mahlec — enfin dans le haut bassin de la rivière de Koumac et de son affluent, la Ouamou. Sur le terrain une des caractéristiques les plus évidentes de cette formation est d'être couverte de Graminées [1], alors que la formation à charbon ou les séricitoschistes qui l'avoisinent en sont pratiquement dépourvus. Ce caractère la met remarquablement en évidence sur les photographies aériennes. Cela explique aussi que les régions couvertes par la formation soient des domaines d'élevage [2].

1. *ROCHES SÉDIMENTAIRES.* — Cette formation est composée, pour l'essentiel, de grès et de grès feldspathiques, tantôt massifs, tantôt — et le cas est fréquent — schisteux. La schistosité ne s'accompagne alors d'aucun métamorphisme appréciable. La couleur la plus fréquente de ces roches est le jaune crème, passant quelquefois au jaune verdâtre, surtout dans les types schisteux, non feldspathiques.

Un type particulièrement courant est un grès feldspathique [3] contenant : quartz et plagioclases dans un ciment composé de quartz et d'une phyllite chloriteuse ou sériciteuse; les lames les mieux développées de la phyllite montrent en général un pléochroïsme net et sont attri-

1. Notons qu'en Nouvelle Calédonie les Graminées prolifèrent particulièrement sur cette formation, sur la formation comparable des conglomérats et arkoses de la Congo et sur les coulées basaltiques paléogènes.

2. Stations d'élevage : Cogulet dans la baie de Néhoué, et Puech dans le haut bassin de la Koumac.

3. Suivant la définition de Krumbein et Sloss [*1951*, p. 131] : avec moins de 25 % de feldspath, les arkoses en contenant plus de 25 %.

buables à une chlorite. Le plagioclase est, au moins quelquefois, de l'albite. Les formes clastiques sont parfaitement conservées. Le *quartz* ne montre ni recristallisation notable, ni tendance à se localiser en amygdales ou en lits réguliers ; la séricite ne se localise pas suivant des plans satinés. Ces roches n'atteignent donc pas le stade phyllade ; elles n'ont pas été affectées par le métamorphisme.

Toutefois, exceptionnellement, le quartz manifeste un début de concentration en amygdales ou en lits, mais, alors même, nombre de grains conservent leur forme clastique originelle. Encore n'avons-nous observé ce début timide d'évolution métamorphique que dans un échantillon situé dans la zone la plus interne occupée par cette formation dans la baie de Néhoué, au St 67, près de la rivière Nendjane ; et dans une passée de schiste ardoisier noir, encaissée dans la formation, à l'îlot Taaninou, près de l'île Tanlai (îlot non figuré sur la carte).

L'*albite*, avec ses formes clastiques, ne peut être authigène. Nous allons voir d'ailleurs qu'elle ne peut guère provenir que des rhyolites albitiques rencontrées dans la formation. Les quartz ont quelquefois conservé, malgré leur transport, des formes évocatrices de leur origine. Ainsi, dans un grès de la haute rivière de Koumac, sur le sentier de Tilwitt, certains gros quartz présentent des contours corrodés et sont craquelés, comme ceux des rhyolites que l'on rencontre dans la formation à la baie de Néhoué.

Ilménite et *leucoxène*, souvent très abondants, viennent confirmer l'origine, en grande partie ignée, des minéraux de celle-ci. Exceptionnellement, semble-t-il, apparaissent de rares grains d'épidote. Nous n'avons jamais observé de fragments remaniés de roche volcanique (andésite), si abondants dans la formation des grauwackes et présents aussi dans les arkoses de la formation de la Congo. Enfin, nous n'y avons pas vu de fragments de pyriboles, et ceci n'a rien que de très normal puisqu'il n'en apparaît pas non plus dans les rhyolites.

Tous les lits de cette formation, il s'en faut de beaucoup, ne sont pas feldspathiques. De nombreuses intercalations de schistes non feldspathiques, de couleur jaune verdâtre ou verdâtre — à phyllite chloriteuse — y sont observables, notamment dans les affleurements de la baie de Néhoué ; des schistes ardoisiers noirs peuvent aussi s'y intercaler, qui présentent un faciès tout à fait identique à ceux de la formation à charbon, et c'est le cas notamment dans le bassin de Koumac.

Des *conglomérats*, dont les éléments n'atteignent en général que quelques centimètres de diamètre, apparaissent parfois. Ces conglomérats très laminés et extrêmement fragiles, ne se prêtent guère à une étude pétrographique. Il semble bien cependant que leurs éléments soient empruntés à la formation elle-même et non à des formations étrangères. Nous n'y voyons pas notamment de galets de schistes métamorphiques si abondants dans la formation de la Congo. Des passées de conglomérats ont été notées aux points suivants : sur la côte ouest de l'île Baaba, entre Poué et Tchouho ; dans la baie de Néhoué : sur le rivage près de Pabou, aux environs du point 38 ; dans le haut bassin de Koumac : en galets dans la rivière.

Il existe aussi des conglomérats laminés dans les terrains métamorphiques voisins, bien que leur présence y semble exceptionnelle. Nous en avons observé à l'extrémité de la presqu'île d'Arama, sur la côte est de celle-ci, entre l'île Daougaé et le St Olane. Ici une étroite pincée de ces conglomérats dans les phyllades montre un métamorphisme net ; leur ciment est sériciteux et lustré comme les plaquettes de phyllade remaniée. Ce ciment montre au microscope : de gros quartz ayant conservé leurs formes clastiques alors que les plus petits forment un agrégat grenu de nombreux grains bien développés d'albite ; de la séricite en lamelles bien développées ; de la chlorite en longues traînées régulières, associées à des grains d'oxyde et contournant les yeux feldspathiques et quartziques ; de petites plages de calcite ; de l'ilménite et du leucoxène. Le ciment de ce conglomérat présente donc une composition minéralogique fort comparable à celle

des grès feldspathiques, mais l'abondance, l'orientation, et le développement des lamelles phylliteuses y témoignent d'une action métamorphique. Des conglomérats analogues existent sur le rivage nord-ouest de la petite île Tié au S de Baaba.

L'existence de ces *conglomérats métamorphiques* conduit à poser une question. Sont-ils contemporains des grès et conglomérats non métamorphiques et leur réplique peu puissante dans la zone des séricitoschistes ? Dans ce cas, il faudrait admettre un passage de faciès entre les sédiments détritiques, à l'W, et les argiles-mères des séricitoschistes, à l'E, en même temps qu'un gradient de métamorphisme croissant d'W en E. Les grès et schistes feldspathiques représenteraient un faciès plus proche du littoral, toujours présumé être vers l'W.

Mais, si l'on considère les bandes de schistes sériciteux, souvent très quartzeux, plissés avec les grès feldspathiques, par exemple à l'île Boh, on aurait plutôt l'impression que la formation leur serait postérieure et que le front du métamorphisme s'arrêterait sensiblement à leur limite. De même, dans le bassin de Koumac, la formation s'intercale entre séricitoschistes et formation à charbon et semble donc être postérieure aux séricitoschistes ou du moins à une partie de ceux-ci. Alors l'âge crétacé que nous suggérerons pour une partie des séricitoschistes ne semble pas très compatible avec l'assimilation de la formation de Néhoué à celle de la Congo, c'est-à-dire peut-être à du Jurassique. Mais par contre, entre la rivière Ouémou et la tribu d'Ouéhol (bord est de la f. 2), A. Arnould figure des indentations entre la formation et les séricitoschistes, ce qui pourrait à nouveau laisser croire à une contemporanéité partielle.

En fait, la question est beaucoup trop complexe car trop de facteurs peuvent varier : âge des séricitoschistes, hauteur du front de métamorphisme, structures amenant en contact des terrains inégalement métamorphiques. Faute de documents paléontologiques, cette discussion ne peut donc encore aboutir.

La formation comporte enfin des *calcaires*, en volumes très réduits. Ainsi à la pointe nord de l'île Taanlo, s'intercale une lentille très plate, longue de quelques mètres seulement, d'un *calcaire gris sombre*, à grain fin, avec quelques grains de quartz et de plagioclase, et de nombreuses lames et agrégats palmaires ou sphérolitiques d'une chlorite pâle, à basse biréfringence (environ 0,009). La présence de cette chlorite est le reflet, dans ce milieu calcaire, de celle des grès feldspathiques.

2. *ROCHES IGNÉES.* — Des roches ignées sont en place dans la formation. Malheureusement l'extrême rareté des affleurements frais dans les régions où la formation est développée, et surtout dans la baie de Néhoué, rend difficile, sur le terrain, la distinction entre les grès feldspathiques et les roches ignées qui contiennent du quartz abondant et très peu d'éléments ferro-magnésiens,

D'autres roches ignées, au contraire, sont aisément reconnaissables par leur couleur verte et parfois par le grand développement de leurs phénocristaux. Rien qu'à l'examen sur le terrain, on peut donc déjà différencier ces roches ignées en deux groupes. Alors que les roches vertes semblent bien intrusives dans la formation, les roches quartzeuses sont des roches d'épanchement — et ceci nous explique que l'on en retrouve les minéraux constitutifs dans les grès feldspathiques et les conglomérats associés. Ces diverses roches ignées n'ont pu être mises en place sur la carte au 100.000e.

1. Roches d'épanchement (rhyolites alcalines albitiques ou « sodaclase-dacites »). — Nous ne pouvons les signaler avec certitude qu'aux points suivants : île Tanlai, vallée du Golone, île Boh, mais il est possible, sinon probable, que leurs affleurements en soient beaucoup plus nombreux. L'échantillon le plus frais provient de l'île Boh (91). Il montre de gros quartz, des cristaux bien développés d'*albite* : des agrégats sphérolitiques de lamelles chloriteuses très pâles ; de l'ilménite et du leucoxène. Le fond de la roche est microlitique ; sa structure varie suivant les points d'une même préparation : ici, les microlites feldspathiques sont bien formés et montrent quelquefois une disposition fluidale, enrobant les phénocristaux — là, ils sont engrenés les uns dans les autres comme dans la structure que Johannsen [*1939*, p. 49] qualifie de « bostonitique [1] ».

1. Bien que la roche que nous étudions n'ait rien à voir avec les « bostonites », roches à feldspath essentiellement potassique.

L'analyse chimique (voir plus loin) montre que la composition de ces microlites feldspathiques ne peut être qu'albitique, donc très voisine de celle des phénocristaux. Il est remarquable qu'aucun silicate calcique, épidote ou lawsonite n'apparaisse dans cette roche. L'albite ne peut donc guère provenir de la saussuritisation d'un plagioclase plus calcique. S'il y a eu « albitisation », ou bien tout le calcium a émigré, ce qui semble peu vraisemblable, ou bien il s'agit d'une albitisation d'un feldspath à l'origine plus potassique, c'est-à-dire d'un échange d'alcalins. Mais il n'en apparaît aucun témoin minéralogique.

La roche de la vallée du Golone (118) diffère de la précédente par un laminage très poussé, la présence de passées cataclastiques et mouturées et la répartition de la chlorite en lits très fins. La schistosité de la roche est si poussée qu'il est absolument impossible de la distinguer d'une roche sédimentaire au simple examen microscopique.

La roche de l'île Tanlai (161), bien qu'au premier examen comparable à la première, en diffère nettement par la nature du fond englobant les phénocristaux. Ceux-ci sont noyés dans une masse d'une phyllite incolore, où l'on entrevoit rarement quelques reliques de microlites. Il semble que tout le feutrage microlitique ait été ici transformé en phyllite [1]. Les affleurements de cette roche sont blancs comme du kaolin et parcourus de travées rouges ferrugineuses.

Il est très remarquable que les phénocristaux albitiques n'aient subi aucune transformation, alors que les microlites ont été presque entièrement transformés.

Cette transformation en phyllite du fond microlitique de la roche doit-elle être attribuée à des actions superficielles ou hydrothermales ? Il faudrait évidemment des observations de terrain plus serrées pour en décider. Mais il est intéressant de noter que cette transformation a lieu dans l'île Tanlai, à peu de distance d'un gisement de barytine. Une action hydrothermale tardive n'est donc pas exclue.

Composition chimique. — La composition de la plus fraîche de ces roches laviques, provenant de l'île Boh (91) est la suivante (An. C. T. A. C., C. N. R. S., 1951) :

			Composition virtuelle	
SiO_2	65,75			
Al_2O_3	16,20			
Fe_2O_3	3,75		Q	26,16
FeO	0,55		Or	1,67
MnO	0,03		Ab	49,25
MgO	2,40		An	2,50
CaO	0,65		C	5,41
Na_2O	5,85		$MgSiO_3$	6,00
K_2O	0,35		Hém.	3,68
TiO_2	0,65		Ilm.	1,06
P_2O_5	0,14		Ap.	0,31
H_2O 100°	0,85			
H_2O comb.	2,10	perte au feu :	Perte au feu	3,30
CO_2	présence	3,30	Total	99,34
Total		99,62		

Paramètre : I (II).'4.1'.5

Nom : Rhyolite alcaline albitique (A. Lacroix). — Sodaclase-dacite (Johannsen).

Dans la classification d'A. Lacroix, les paramètres rangent une telle roche dans les granites alcalins et il faut la désigner par : *rhyolite alcaline albitique.*

La roche qui présente les paramètres les plus voisins serait la rockallite : III. 4. 1. 5, qui est une roche grenue et contient de l'aegyrine.

Remarque. — Bien que, comme nous l'avons annoncé dans l'introduction, nous nous soyons donné pour règle de ne pas multiplier les dénominations et les représentations d'une même roche, nous devons, dans ce cas particulier, ajouter quelques observations.

1. Que nous n'avons encore pas déterminée.

Johannsen observe que le terme de « granite sodique » a été appliqué non seulement à des « granites » à seule albite, mais aussi à des granites dans lesquels il y a plus de soude que de potasse. Et il est regrettable d'user du terme granite pour désigner des roches dépourvues d'orthose.

Aussi, dans le cas présent, préférerions-nous la dénomination qui résulte de la classification minéralogico-volumétrique de Johannsen. Dans cette classification, une roche quartzeuse, sans feldspath potassique, à plagioclase « acide », est une tonalite et, si le plagioclase est de l'albite, une *sodaclase-tonalite*. La roche extrusive de même composition doit donc être appelée : *sodaclase-dacite* [*Johannsen, 1932*, p. 374]. Dans ce sens, la roche de l'île Boh est une *dacite à albite*.

Essai d'interprétation de cette lave hypersodique singulière. — Les représentants de l' « ordre » des sodaclase-tonalites doivent être rares et représentent probablement des phases de différenciation d'autres magmas [*Johannsen, 1932*, p. 373]. Cet auteur n'en cite que deux exemples extrusifs, provenant de l'Ontario et de Finlande et mentionne deux types hypabyssaux provenant d'Australie : la « quartz-albitite » de Kangaroo Island et la « soda-aplite » d'Encounter Bay (Australie du Sud). Ces deux roches australiennes sont *intrusives dans du granite*, association qui ne se présente pas en Nouvelle Calédonie. Mais il faut pousser plus loin l'examen pour chercher une corrélation génétique « magma-structurale » possible. Le récent ouvrage de W. R. Browne [*1950*] nous montre qu'en Australie de nombreuses roches alcalines hypersodiques, à large prédominance de Na_2O sur K_2O sont apparues fréquemment au travers des périodes géologiques. Au Précambrien : porphyres albitiques de Kalgoorlie [*loc. cit.*, p. 44] ; au Cambrien : « quartz-kératophyres » de l'Australie du Sud [p. 141], et « soda-aplite » d'Encounter Bay [p. 137] ; au Carbonifère de N. S. Wales : rhyolite sodique avec 7 % de Na_2O [p. 318 et 329] considérée comme « albitisée » ; au Permien de Currabubula, en N. S. Wales : quartz-kératophyre, considéré comme intrusif [p. 400] ; enfin, au Cénozoïque, beaucoup de roches laviques et intrusives sont alcalines [p. 589], mais aucune ne montre une telle prédominance de Na_2O sur K_2O et elles sont fréquemment *feldspathoïdiques. Ainsi, à de nombreux moments de son histoire, l'Australie a été le siège de mises en place de roches riches en soude, à silice non saturée.* Que certaines de ces roches aient été « albitisées » et que toute leur soude n'appartienne pas primitivement à leur magma générateur est chose possible. Qu'elles représentent, comme l'écrit Johannsen, des phases de différenciation d'autres magmas, est également probable.

Il n'en reste pas moins que la fréquence de ces roches sur la masse australienne reste un fait troublant. Nous devons observer, et nous le rappellerons plus amplement à propos des laves éocènes, que les roches alcalines peuvent apparaître aussi bien dans les « kratogènes » depuis longtemps indurés que dans les aires intra-océaniques, à sial inexistant ou mince. Mais ces roches sont, pour l'essentiel, *feldspathoïdiques. Il semblerait que les roches alcalines non feldspathoïdiques seraient plutôt confinées aux kratogènes*, et ce serait le cas pour celles de la masse australienne. Dans cette hypothèse, la « dacite à albite » de l'île Boh ne serait-elle pas une émission à la limite d'un « kratogène » et de la zone plissée néocalédonienne ? Une telle possibilité s'accorderait bien avec d'autres données, qui laissent supposer que la fosse papoue a évolué à l'E d'une ou plusieurs terres, et avec des présomptions structurales laissant à entendre que les plis néocalédoniens se seraient moulés et appliqués sur une masse occidentale (voir notamment les structures de l'Éocène de Bourail).

Mais tout ceci reste hypothétique. Pour confirmer ou infirmer notre suggestion, il faudrait d'abord une revision bibliographique plus large. Il faudrait être assuré que des roches très sodiques du type de celle de l'île de Boh ne peuvent être associées et affiliées à la suite calco-alcaline, « pacifique », des orogènes [1]. Une telle entreprise sort actuellement du cadre de notre travail. Le problème méritait cependant d'être évoqué.

2. Roches vertes intrusives. — En divers points de la formation apparaissent des pointements de roches vertes, présentant assez fréquemment une structure porphyritique. On en voit notamment près de l'embranchement de la route d'Arama sur la route coloniale. Si l'on s'en tient à la seule composition minéralogique et à une dénomination basée sur la nature des plagioclases, ces roches peuvent être dénommées *microdiorites* doléritiques, porphyritiques ou non. En effet, leur plagioclase est une andésine à 32 % d'anorthite environ. En général, on ne trouve pas trace de pyribole ; des résidus d'augite ne sont plus visibles que dans un échantillon. L'élément ferro-

1. On pourrait répondre affirmativement si l'on songe aux nombreux exemples de roches hypersodiques, et notamment d'*albitites*, associées aux roches péridotiques des orogènes. Nous en décrivons nous-mêmes ici des exemples (voir chapitre péridotites). Mais ces roches restent en fait *toujours associées aux roches ultramafiques* et non aux roches calco-alcalines du même cortège. Il s'agit donc encore d'un autre mode d'évolution pétrogénétique.

magnésien est de la chlorite. Celle-ci non seulement remplit les interstices entre plagioclases, mais encore les remplace plus ou moins profondément. De telle sorte que certaines de ces roches contiennent encore de l'andésine déterminable, alors que d'autres ne montrent plus que des fantômes de feldspaths indéterminables. Au cours de cette transformation, les phénocristaux, dans les variétés porphyritiques, se montrent plus résistants au remplacement par la chlorite ; mais ils sont souvent partiellement damouritisés suivant les plans (010).

Parmi les silicates calciques que nous rencontrerons dans les roches éruptives des terrains métamorphiques : pumpellyite, lawsonite, épidote, aucun n'apparaît ici avec certitude ; quelques petites tablettes de pumpellyite existent peut-être dans une préparation.

L'envahissement de ces roches par la chlorite — d'où leur couleur verte — est peut-être à attribuer à des phénomènes « magmatiques tardifs ». Il ne nous paraît nullement démontré qu'il faille faire dériver la chlorite d'un pyribole « originel ». Cette remarque n'est pas déduite de l'étude de ces roches elles-mêmes, mais des roches ignées des terrains métamorphiques. Ces dernières montrent toujours de la chlorite coexistant avec de l'augite très fraîche ; la seule épigénie certaine de l'augite aboutit à de la glaucophane. Aussi la chlorite pourrait-elle bien être en grande partie « primaire ».

Nous ne disposons d'aucune analyse des roches vertes en place dans la formation. C'est pourquoi nous ne pouvons les dénommer que d'après la nature de leur plagioclase, soit microdiorite, ou, mettant l'accent sur leur structure, qui rappelle celle des roches ignées de la formation métamorphique : *dolérites andésiniques*. Cependant, en langage strict, le terme de structure doléritique ne doit s'appliquer que lorsque le matériel interstitiel est l'augite ; lorsque celui-ci n'est pas de l'augite, on parle de structure *intersertale*, variété de structure ophitique [*Johannsen, 1939*, p. 219]. Les roches vertes que nous venons de mentionner présentent ce type de structure, où la chlorite constitue le matériel interstitiel.

Il n'est pas possible d'assigner un âge à ces roches vertes. Elles se sont mises en place postérieurement à au moins une partie du dépôt de la formation, et semblent bien n'être pas venues au jour, car on n'en retrouve pas de fragments dans les grès et schistes feldspathiques. D'autre part leur structure n'est jamais complètement effacée par les déformations ; il est donc vraisemblable que l'injection de ces roches fut assez tardive. Il est possible qu'elles soient contemporaines des roches intrusives dans les terrains métamorphiques, et alors peut-être éocènes (voir à terrains métamorphiques).

***

GISEMENTS MINÉRAUX ASSOCIÉS A LA FORMATION (Appendice). — Barytine. — Nous avons reconnu trois masses de barytine associées à du quartz dans l'île Tanlai. Le tonnage en vue le moins optimiste est de l'ordre de 2.500 tonnes, d'une extraction facile. Malheureusement, le gros de ces masses est constitué par une barytine grise ou jaune finement grenue, extrêmement siliceuse, et ne tenant qu'environ 74 % de SO_4Ba.

Certains échantillons, d'ailleurs exceptionnels, gris ou jaunes, mais largement grenus, sont nettement plus riches : 91 % de SO_4Ba. Enfin, nous avons trouvé, à la pointe sud-ouest de l'île Taanlô, non en place, des galets d'une barytine blanche, beaucoup plus belle que la moyenne de celle de Tanlai [1]. Leur origine nous est inconnue. Sauf découverte nouvelle, d'ailleurs improbable, on doit donc tenir la barytine de Tanlai, beaucoup trop siliceuse, comme présentant peu de chances d'exploitation.

C'est le seul gisement véritable de barytine que nous connaissions dans notre secteur. Comme il se situe à proximité des rhyolites albitiques, il serait possible d'envisager, au moins provisoirement, son affiliation plus ou moins directe à ces roches. Cependant, il est clair qu'on ne peut fonder aucune hypothèse sur un seul fait de proximité, et il faudrait auparavant connaître les conditions géologiques d'autres gisements [2].

1. Et ressemblant beaucoup à celle de la concession « Paulette », dans le bas de la vallée de la Tipindjé, sur le versant est, au S de Hienghène (secteur J. Avias).

2. Ainsi celui de la concession « Paulette » ne montre certainement pas une telle relation.

Cuivre. — Des indices de cuivre sont connus à la pointe Monaï (ou Moni) près de l'embouchure de la rivière Nendjane. Dans ce promontoire schisteux sont visibles de minces filets verts dans des schistes oxydés. Sur le flanc est de ce promontoire, un affleurement de gossan, pauvre en carbonates de cuivre, large d'environ 1 m, a été dégagé par des travaux sans importance [1]. Ce chapeau est orienté sensiblement W-E, donc comme la formation dans cette région et comme les roches vertes qui y sont incluses, en particulier comme un affleurement de microdiorite porphyritique visible sur la côte au SW du S^{t} 38. Il est vraisemblable qu'il existe la même connexion entre cet indice et les roches vertes voisines que dans la vallée du Diahot.

1. Mais d'anciens travaux auraient suivi au moins un filon assez continu, sans d'ailleurs sortir de la zone d'oxydation.

LA FORMATION A CHARBON

(Jurassique supérieur — Crétacé)

Sommaire. — Cette formation très homogène comporte essentiellement des *pélites* (« argiles schisteuses ») noires, aux altérations bariolées caractéristiques. On n'y rencontre jamais de pyriboles détritiques, ni de microgalets andésitiques, ce qui la distingue des grauwackes. Des lentilles de grès ou d'arkoses, en volumes en général réduits, contenant quelquefois des veines de charbon, y traduisent des apports plus grossiers en provenance d'une terre émergée relativement voisine, qui coïncidait sans doute dans le bassin de Voh avec l'arc métamorphique septentrional.

De nombreux nodules, en général siliceux, plus rarement calcaires ou barytiques, se rencontrent dans les faciès pélitiques ; les nodules siliceux en particulier sont souvent fossilifères.

Du point de vue stratigraphique, l'élément nouveau essentiel est la découverte de couches très vraisemblablement callovo-oxfordiennes, en tout cas d'âge jurassique supérieur, avec une faune d'*Inoceramus*, en partie comparables à ceux de même âge des Moluques, de Nouvelle Guinée et de Nouvelle Zélande et *Perisphinctes*. Ces couches ne sont actuellement connues que dans le fond du bassin de Poya et dans la haute Nounin, mais elles pourraient être plus largement répandues dans l'intérieur. La faune qui avoisine les grès à charbon, près de Tiéta, dans le bassin de Voh, serait à rapporter (avec doute) à l'Albien.

Les fossiles les plus fréquents et les plus largement répandus sont des *Kossmaticeras* (*bhavaniformis*, *densicostata*, cf. *bhavani*), indiquant la présence du Sénonien en beaucoup de régions de la formation.

Sur la base de jalons paléontologiques aussi clairsemés, la discussion de l'extension chronologique de la formation est délicate. De toute façon on ne peut plus retenir l'opinion de Piroutet, suivant laquelle, après une émersion complète à la fin du Trias, la mer portlando-crétacée aurait transgressé par étapes du SSW vers le N, n'atteignant les régions septentrionales qu'au Turonien et au Sénonien. Il est suggéré, à titre d'hypothèse provisoire, mais plus vraisemblable, que la mer de la formation à charbon a occupé la majeure partie du sillon néocalédonien depuis le Callovo-Oxfordien jusqu'au Sénonien.

Mais, sur les bords du sillon : lisière de l'arc métamorphique septentrional, lisière de la voussure méridionale, et sur les bords des axes ou « intumescences » métamorphiques médians, des lacunes sont extrêmement probables. Sans doute à diverses époques : Jurassique — peut-être Lias supérieur (cf. charbon de la haute Noembra) — peut-être Jurassique terminal (cf. phase « cimmérienne jeune » possible pour la formation de la Congo), Albien ? (cf. charbon de Tiéta) des îles surgissaient, d'où descendaient, avec des apports grossiers, des Végétaux. C'est là une embryogénie de guirlande insulaire.

Les charbons qui accompagnent la formation sont certainement d'âges variés ; ceux de la Noembra (bassin de Poya) sont antérieurs au Callovo-Oxfordien, ceux de Tiéta (bassin de Voh) pourraient être d'âge albien.

Généralités. — Nous avons précédemment noté que le faciès schiste argileux noir apparaît pour le moins dès le Norien. Il se continue très probablement au Lias. Mais il ne prend son plein développement qu'à partir de ce que nous appelons les couches à *Inoceramus* du bassin de Poya, d'âge peut-être et *pro-parte* callovo-oxfordien. Le Crétacé présente un faciès identique. La question sera posée plus loin de savoir si cette formation couvre réellement une succession stratigraphique continue, partant du Jurassique supérieur pour aboutir au Sénonien.

Sur le terrain cette formation constitue une unité incontestable. Elle dessine des alignements continus, très remarquables dans le paysage, parce que formant dans les régions sèches (partie moyenne ou basse du versant ouest) des collines aux altérations blanches, roses, violines, jaunes, bigarrées, jonchées de Niaoulis rachitiques et de Fougères basses. Ces affleurements altérés sont souvent veinées de travées d'oxyde de fer à parcours capricieux ou à formes alvéolaires.

Cette formation est le « terrain à charbon » de Piroutet, considéré par lui comme essentiellement crétacé. Cet auteur a découvert, en effet, dans la région de Moindou et plus au S, de nombreux fossiles s'échelonnant tous entre le Portlandien ou l'Éocrétacé et le Sénonien. Il n'avait, par contre, trouvé que très peu de fossiles au N du col de Boghen. On pourrait penser que ce contraste tenait surtout à ce que les travaux de Piroutet avaient été particulièrement poussés au S du col de Boghen. Cependant, pour notre part, si nous avons trouvé en d'assez nombreux points des *Kossmaticeras*, nous n'avons trouvé que fort peu d'autres fossiles. Il y a lieu de penser que la pauvreté de nos récoltes est, dans une bonne mesure, liée à la nature même du terrain. Parmi les fossiles nouveaux que nous avons recueillis, il faut compter toute une faune d'*Inoceramus*, localisée au fond du bassin de Poya, qui semble bien remettre en question l'extension stratigraphique du « terrain à charbon » et le prolonger vers le bas au moins jusqu'au Callovo-Oxfordien. Dans cette région (f. 5) nous lui avons assigné un âge jurassique supérieur. Partout ailleurs, la « formation à charbon » est figurée par la même couleur verte, suggérant un âge crétacé, mais il doit être entendu que dans ces régions également il reste possible de découvrir dans la formation des terrains antérieurs au Crétacé.

Notons que, dans la définition de cette formation, nous excluons la présence de grauwackes typiques. Il arrive par contre fréquemment qu'on y rencontre des lentilles de grès ou d'arkoses, qui semblent microscopiquement assez différents de ceux de la formation de la Congo.

Le nom de « formation à charbon » que nous avons estimé devoir conserver est peut-être discutable, car il mentionne seulement un faciès volumétriquement très peu important. Il a l'avantage, toutefois, de ne pas modifier la nomenclature de Piroutet. Et, bien que nous l'entendions dans une acception stratigraphique plus étendue que celle admise par notre prédécesseur, la présence de charbon n'en reste pas moins caractéristique.

Description des faciès. Étude lithologique.

1. *LES FACIÈS PÉLITIQUES* (« argiles schisteuses »). — Les roches à grain très fin constituant cette formation sont, dans les affleurements frais, noires et compactes. Elles présentent un délit subconchoïdal, esquilleux. A l'échelle de l'échantillon, elles ne montrent souvent ni litage, ni schistosité nette et régulière. Dans la terminologie structurale anglaise on les désignerait donc, dans la plupart des cas, par *mudstone* (boue consolidée) plutôt que par « shale » ou « slate ». Nous avons traduit mudstone par *pélite*. Mais l'usage français, qui donne souvent le pas à la composition chimique sur les caractères structuraux, nous a incliné à utiliser fréquemment les termes d' « argile schisteuse » ou « schiste argileux ». Il doit être bien entendu que ces termes ne traduisent qu'imparfaitement la réalité, car aucune de ces roches fraîches n'a les propriétés physiques d'une argile ou d'un schiste. Ce sont, le plus souvent, des « mudstone » argileux. Plus rarement elles prennent une allure ardoisière. Cette schistosité franche semble alors souvent d'origine mécanique. En effet, nous avons observé qu'elle est particulièrement nette par exemple sous la crête du Moindoua, au fond du bassin de Poya, crête qu'il faut interpréter comme une masse de grauwackes rabattue ou poussée sur les couches à Inocérames. D'autre part on peut considérer que la schistosité et l'induration manifestent une tendance générale à décroître depuis les schistes triasiques jusqu'à ceux du Crétacé supérieur.

Au microscope, ces roches montrent les minéraux suivants :

Quartz clastiques assez abondants, nettement plus petits que dans la formation des grauwackes. Nous n'y avons pas trouvé de preuve de nourrissage. Du quartz beaucoup plus finement grenu forme une bonne partie du ciment.

Plagioclases : dans les roches typiques de la formation ils sont en général rares, exceptionnellement ils peuvent être assez abondants, comme dans le grès feldspathique à ciment calcaire près du St 358, entre Néquipin et Goipin (436). Dans cette roche le plagioclase est de l'andésine à environ 35 % d'An. Notons que cette composition est la même que celle des plagioclases des grauwackes. Ils sont en général assez frais, quelquefois légèrement damouritisés.

Micas et chlorite : mica blanc, en lamelles assez rares, tordues et mal orientées, souvent visibles à l'œil nu ; de l'hydromica, en fines lamelles, est en général abondant mais en proportions très variables et semble souvent subordonné à la chlorite. Par ce caractère nos roches montrent une tendance assez nette vers les « chloritic shales », classiquement associés, d'après Krumbein et Sloss [*1951*, p. 136] aux grauwackes. La chlorite semble en général assez abondante. Elle se présente en lamelles de couleur vert franc ou vert un peu jaunâtre ; sa biréfringence est variable et peut atteindre 0,014. Cette chlorite et le mouchetis limonitique qui s'y surimpose masquent souvent complètement la structure du ciment. Souvent cette chlorite est associée, lamelle à lamelle, à un mica brun sale verdâtre ou plus rarement brun.

Calcite : elle est peu répandue mais, à certains niveaux, elle prend une grande importance ; par exemple dans la barre de grès feldspathiques à ciment calcaire entre Néquipin et Goipin (436). Dans ces roches, la calcite provient de la couche prismatique des *Inoceramus* qui y sont très répandus.

Pyrite et limonite : la pyrite est fréquente et son altération « limonitique » forme un mouchetis qui, le plus souvent, masque presque complètement la microstructure du ciment micacé, chloriteux et finement quartzeux. Dans les échantillons ayant subi une nette altération superficielle cette limonite a diffusé à travers toute la roche et colore les plaques minces en brun orangé, masquant souvent presque complètement tous les autres minéraux. La limonite est beaucoup moins abondante dans les types calcaires (436) ou arkosiens (588) que dans les pélites.

Composition chimique. — Nous donnons ci-dessous l'analyse de deux échantillons provenant du bassin de Poya, mais de positions stratigraphiques fort différentes ; l'un (1) provient des couches à *Inoceramus* de la Néquipin et est donc d'âge jurassique supérieur, l'autre des couches à *Kossmaticeras* de « Vallée sèche » et est donc d'âge sénonien.

	1	2
SiO_2	62.10	62.60
Al_2O_3	18.10	19.30
Fe_2O_3	4.65	3.40
FeO	1.00	0.50
MnO	traces	traces
MgO	1.43	0.77
CaO	0.21	0.21
Na_2O	1.85	0.55
K_2O	3.05	1.75
TiO_2	0.50	0.70
P_2O_5	0.16	0.05
H_2O 100°	1.85	0.33
H_2O comb.	4.15	9.25
CO_2	traces	traces
Matières organiques	0.55	0.70
	99.60	100.11

An. C. T. A. C., C. N. R. S.

Pour les éléments essentiels (SiO_2, Al_2O_3) ces deux analyses sont très comparables. L'une (2) est nettement plus riche en eau totale, et elle correspond précisément à l'échantillon le moins frais, sur lequel apparaît déjà une patine d'altération rosée.

En même temps cet échantillon se montre nettement moins riche en alcalins que (1). Il est possible que cela tienne à une différence originelle entre les deux sédiments (variations chimiques fréquentes dans les dépôts argileux), mais il est plausible aussi d'admettre qu'une partie des alcalins de (2) a été lessivée, et Na_2O plus que K_2O, ce qui est un phénomène courant dans les altérations continentales.

Quant aux teneurs en fer (notamment ferrique), on ne peut en tirer aucune conclusion, car l'observation macroscopique montre, dans les zones altérées de la formation à charbon, une répartition extrêmement irrégulière du fer ferrique.

Quoiqu'il en soit, ces analyses confirment les résultats de l'examen macroscopique et microscopique. *Quel que soit leur âge, les sédiments schisto-argileux de la « formation à charbon » présentent une composition minéralogique et chimique régulière.* D'où l'idée que, pendant toute la durée du dépôt de cette formation, les conditions de sédimentation sont restées remarquablement constantes. Ces conditions n'étaient modifiées que localement, soit par la prolifération de certains organismes, soit par des arrivages plus grossiers, d'où la formation des variations lithologiques suivantes.

2. *VARIATIONS LITHOLOGIQUES.* — Quelques types pétrographiques différents s'intercalent dans les faciès argileux.

a) Grès feldspathiques a ciment calcaire ou calcaires gréseux. — Une de ces intercalations se développe au fond du bassin de Poya (voir f. 5), sur une largeur variant de 300 à 600 m, jusqu'au hameau de Népiéguin. Elle traverse la Poya à mi-distance entre les hameaux d'Alipoué et de Nao. Il est possible que son extension soit plus grande. Dans cette bande calcaire, nous avons rencontré de nombreux *Inoceramus* que J. Sornay n'a pu rapprocher d'espèces connues et surtout une Ammonite que l'on peut rapprocher de *Perisphinctes* cf. *schilli* Oppel, qui indiquerait le Jurassique supérieur post-oxfordien, et peut-être l'Argovien. Il y aura là sans doute un précieux niveau-repère sur lequel nous attirons l'attention des chercheurs futurs.

Dans cette série de couches alternent des grès feldspathiques à ciment calcaire ou des calcaires gréseux, en bancs de 10 à 20 cm de puissance, et des schistes à chlorite, noirs et ardoisiers. Sur le bord sud-ouest de cette bande, dans la rivière de Népiéguin, un petit banc à éléments de schiste noir remanié semble se placer à la base stratigraphique des calcaires gréseux. Ce banc ne représente qu'un épisode de peu d'importance. Si l'on considère que les *Inoceramus* des schistes de cette région semblent se rapporter à des formes callovo-oxfordiennes et que les *Perisphinctes* de ces couches calcaires pourraient être argoviens, la bande calcaire peut être interprétée provisoirement comme le cœur d'un synclinal pincé. Cette hypothèse trouverait une confirmation dans l'encadrement symétrique de ce synclinal par des grauwackes.

b) Grès et arkoses. — De nombreuses lentilles de ces roches s'intercalent dans les pélites. Le plus souvent les veines de charbon sont rencontrées dans les régions où les grès sont bien développés et souvent associés à des *poudingues* à petits galets de quartz blanc. Mais bien des masses gréseuses ne contiennent pas de charbon. Et inversement certains charbons — ceux de la Noembra — ne sont pas associés à des grès.

Un grès (380) très probablement crétacé du S^t Djé, près de Montfaoué, bassin de Poya, par exemple, ne montre que de très gros quartz clastiques, très abondants — des éléments remaniés, anguleux ou arrondis, de quartzite — et un ciment de quartz à grain très fin, avec des lamelles de mica brun verdâtre.

Une arkose (588) prise entre la tribu d'Ouaoué et la route coloniale, près de Bourail, montre : de gros quartz clastiques — une section de microcline et surtout de très abondants plagioclases, en général frais, certains troubles et damouritisés : andésine à 35 % d'An., — un fragment remanié de micropegmatite. Son ciment est formé de quartz beaucoup plus finement grenu, de chlorite et de mica brunâtre.

Dans notre secteur, grès, arkoses et poudingues sont assez peu fréquents et ne se présentent guère en masses importantes que dans les trois régions suivantes : Tiéta, dans la vallée de Voh (f. 3 et fig. 4), S^t Djé (f. 5), près de Montfaoué, et vallée de la Boghen (f. 6).

En quoi les arkoses de la formation à charbon peuvent-elles se distinguer des grauwackes ? Nous avons vu que les plagioclases des unes et des autres présentent une composition remarquablement régulière. Mais, d'une part les éléments de roches microlitiques qui sont la règle dans les grauwackes semblent absents dans les arkoses de la formation à charbon ; d'autre part nous n'avons pas rencontré d'augite ou de hornblende dans les arkoses. Les plagioclases, le plus souvent très damouritisés dans les grauwackes, sont remarquablement frais dans les arkoses. Enfin la chlorite, très abondante dans le ciment des grauwackes, est beaucoup moins abondante dans les arkoses. A ce dernier caractère correspond un caractère utilisable sur le terrain. Les grauwackes sont des roches vertes ou bleutées, compactes et cohérentes, dont l'altération donne des sols orangés ; les grès et arkoses sont des roches claires, peu cohérentes et beaucoup plus fragiles, dont les affleurements, en général peu couverts, sont jaunes pâles, blancs ou légèrement rosés. De plus le mode de gisement les différencie nettement. Les grauwackes forment des bandes allongées d'extension considérable ; les grès et arkoses de la formation à charbon montrent toujours une disposition lenticulaire et souvent ces lentilles sont courtes et épaisses.

Par ailleurs est-il possible de différencier les arkoses de la formation à charbon de celles de la formation de la Congo ? Nous suggérons que la différence essentielle tiendrait à la présence d'un ciment *calcitique* dans les arkoses de la Congo. Mais nous ne disposons pas d'un nombre assez grand de préparations et d'échantillons pour affirmer que ce caractère n'est jamais présent dans les arkoses de la formation à charbon.

c) Nodules et boulets. — Très fréquemment, dans cette formation, on rencontre des accidents arrondis ou oblongs de nature pétrographique variable. Les uns sont des boulets de la même matière que le schiste encaissant mais aisément détachables ; nous les avons rencontrés en divers points du fond du bassin de Poya, dans les schistes d'âge jurassique supérieur (443). Les autres sont calcaires : nous en avons rencontré au col 38, en haut de la rivière Buadio de Koumac, et surtout sur le creek Papana, vallée de Pouembout.

Au premier de ces points, un nodule calcaire (758) atteint 1 m de diamètre. Il est formé de calcite finement granulaire, non maclée, très fortement pigmentée par de fines inclusions limonitiques; il ne contient pas de quartz clastique, mais beaucoup de très petits grains de plagioclases et de très mauvaises traces de microorganismes, absolument indéterminables.

Au deuxième de ces points, les nodules (1049) atteignent également plusieurs décimètres et même 1 m de diamètre (Pl. XI, fig. 2). Le fond calcitique, pigmenté, est jonché de nombreux petits cubes de pyrite, de rares petits grains de quartz et de quelques lames de mica blanc. Nous avons vu des nodules à peu près identiques sur la haute rivière de Pouembout (1058') ; ici cependant, de nombreux rhomboèdres de dolomite pseudo-pléochroïque parsèment la calcite. Cette dolomite rappelle celle que nous rencontrerons, soit en lits individualisés, soit en cristaux dispersés, dans les roches phtanitiques de l'Éocène I.

Les accidents précédents sont plutôt rares par rapport à ceux qui suivent. Ceux-ci sont principalement des *nodules siliceux*, sphériques ou plus ou moins oblongs. Les nodules siliceux ne diffèrent pas fondamentalement, par leur composition minéralogique, des roches encaissantes. Cependant, ils s'en distinguent par les proportions.

Par exemple, un nodule recueilli près du St Tendé, vallée de la Faténaoué (899 *bis*), montre un fond quartzeux très fin, accompagné de peu de lamelles chloriteuses — il est dépourvu de lames de mica blanc ou brun — il contient très peu de quartz clastiques, quelques très petites plages calcédonieuses et de nombreuses sections rhombiques complètement remplies par de la « limonite » ; il est probable qu'il s'agit de l'épigénie de sidérose ou de dolomite ankéritique, par de l'oxyde de fer. Un autre nodule siliceux, provenant du bassin de la Kamendoua (943), ne montre qu'un agrégat très fin de plages calcédonieuses et de nombreux rhomboèdres identiques à ceux rencontrés dans le précédent. Dans l'ensemble ces nodules siliceux montrent moins de traces de structure clastique que les schistes encaissants.

Ces nodules siliceux, souvent gris pâle ou blancs, ou à patine ferrugineuse aux affleurements, sont visibles en de très nombreux points. Ils sont fréquemment fossilifères mais cela est loin d'être la règle. Cependant c'est un fait quasi-constant que les *Kossmaticeras* sont des moules internes siliceux ou des empreintes externes enrobées dans de tels nodules siliceux. De même un très grand nombre de Lamellibranches de la formation sont des moules internes siliceux. Certains de ces nodules, non fossilifères, présentent un cœur constitué d'une matière limonitique très pulvérulente. Les dimensions peuvent varier de quelques centimètres à 2 et même 3 dm de diamètre.

Une quatrième catégorie de nodules, plus remarquable et non encore signalée en Nouvelle Calédonie, a été rencontrée fréquemment. Ce sont des nodules de barytine [1]. Leurs formes présentent les mêmes variations que celles des nodules siliceux ; certains ressemblent même à des poupées.

A titre d'exemple, un nodule barytique provenant du S^t 75 à l'E du Bouloumalai, Koumac (605) montre des agrégats quasi-palmaires de cristaux de barytine, piquetés de nombreux cubes de pyrite, de très rares grains de quartz et de quelques petites inclusions de schiste très pigmenté, rappelant le milieu sédimentaire dans lequel se sont formés les nodules. Quand ces nodules sont altérés, la limonite provenant de l'oxydation de la pyrite diffuse le long des fibres de barytine et colore la masse en rouge. A l'état frais ces nodules sont gris sombre ou noirs.

De nombreuses variations microscopiques sont enregistrables. La barytine, au lieu de présenter des sections rectangulaires et de se disposer en agrégats palmaires peut être granulaire. On peut observer, dans certains nodules, de la barytine pigmentée brune, jonchée de pyrite et un reticulum de barytine incolore ne contenant pas de pyrite ou n'en contenant que très peu (650). La proportion du quartz est très variable.

A titre d'exemple, voici l'analyse d'un nodule de plus de 15 cm de diamètre provenant du kilomètre 165 de la route coloniale, près Bourail (368). Ce nodule est très peu pyriteux :

$BaSO_4$: 94,28 ; Fe_2O_3 : 0,34 ; Al_2O_3 : 0,16 ; SiO_2 : 3,86 ; H_2O : 1,20 (An. Rordorf, Nouméa, 1947).

Nous avons cherché à tirer un parti stratigraphique de ces nodules et de leurs diverses variétés minéralogiques. Nos efforts ont été vains. Il ne nous a pas été possible de tracer des niveaux à nodules calcaires, siliceux, ou barytiques réguliers — ni de trouver des corrélations constantes entre nodules et gisements fossilifères. Cependant nous noterons que nous n'avons jamais rencontré dans les couches d'âge jurassique supérieur (bassin de Poya) de nodules siliceux qui fussent fossilifères ni de nodules barytiques. Ceux-ci seraient probablement confinés dans les couches crétacées et les nodules siliceux fossilifères se montrent en particulière abondance dans le Sénonien.

Quant à l'origine de ces divers nodules, nous ne pouvons émettre une hypothèse valable car il est le plus souvent difficile de les voir réellement en place. Le plus souvent ils apparaissent à la surface, bien dégagés et jonchant les affleurements altérés de la formation. Ces « accidents » sont-ils contemporains de la sédimentation ou postérieurs à elle ? L'absence d'accidents irréguliers et branchus, leurs relations fréquentes avec des fossiles suggèrent qu'ils pourraient être contemporains de la sédimentation.

D'après W. H. Twenhofel [*1926*, p. 419 et 420] des concrétions barytiques ont été rencontrées assez fréquemment dans des grès, moins souvent dans des argiles et « shales » et dans des dépôts marins modernes. Les teneurs en SO_4Ba indiquées restent toutes très inférieures à celle donnée plus haut d'un nodule de Bourail. La barytine serait précipitée là où une solution portant du bicarbonate de baryum viendrait en contact avec la pyrite s'oxydant en présence de calcaire. Or, si la pyrite est bien présente, le calcaire est le plus souvent absent dans nos roches. Et d'autre part, la baryte pourrait être, dans certains cas, de précipitation organique (et l'accompagnement de pyrite viendrait à l'appui).

Il n'est pas sans intérêt de noter que des concrétions sphéroïdales, fréquemment fossilifères, sont connues en Australie dans la formation dite des « Rolling Downs », et plus précisément

1. Aucune concentration superficielle de ces nodules barytiques ne peut présenter d'intérêt économique.

dans la section dite « Roma », d'âge aptien [*Browne*, p. 486]. De plus, en N. S. Wales, on rencontre localement, dans le Roma, des nodules de barytine. Il est vrai que ces nodules sont ici associés à des nodules de gypse et rencontrés dans des lits kaoliniques et que les conditions de leur dépôt durent être quelque peu différentes de celles des nodules de Nouvelle Calédonie.

Faune et âge de la formation à charbon.

MICROFAUNE. — Nous n'avons pu observer en plaques minces aucune trace de microfaune dans cette formation, même dans les couches calcaires de Poya où nous avons rencontré de nombreux *Inoceramus* et un *Perisphinctes*. Les échantillons frais sont trop cohérents pour être lavés ; seuls les échantillons passablement altérés peuvent être ainsi traités et l'observation de débris organiques n'y est plus guère possible. Lors de notre séjour en Nouvelle Calédonie, nous avons adressé à M. F. Glaessner 16 échantillons de cette formation dont 4 seulement ont montré de pauvres traces d'organismes. Voici les résultats communiqués par Glaessner.

Un échantillon (299) contient des *Bathysiphon*. Il provient des couches de passage entre le Crétacé et la formation des phtanites (Éocène I) du col de Boghen. Deux autres (340 et 404) ont montré des traces de Foraminifères arénacés. Un seul (465 *bis*) a livré de nombreux petits Foraminifères, principalement : *Haplophragmoides* sp., des spécimens isolés de : *Quinqueloculina*, *Dentalina*, *Lenticulina*, avec des *Ostracodes*. D'après Glaessner des assemblages similaires sont connus de l'Aptien-Albien d'Australie et de Nouvelle Guinée, mais cette indication ne doit être considérée qu'avec prudence. L'observation de Glaessner est d'autant plus fondée que l'échantillon en question provient d'un niveau certainement sénonien (« Vallée sèche », bassin de Poya) puisqu'il contient de nombreux nodules à *Kossmaticeras*.

La pauvreté de ces résultats est pour le moins peu encourageante. En tout état de cause, le caractère extensif de notre travail ne nous a pas permis de faire tailler un très grand nombre de plaques minces dans cette formation. Un effort supplémentaire devra peut-être être porté dans l'avenir sur la découverte de microfaunes dans cette formation, par ailleurs fort pauvre en gisements fossilifères non sénoniens.

FAUNE A INOCERAMUS ET PERISPHINCTES (bassin de Poya). — Ni Piroutet, ni ses prédécesseurs, n'ont signalé d'*Inoceramus* en Nouvelle Calédonie. Mais A. Heim, au cours d'explorations pour une société pétrolière (1920-21), découvrit, dans le bassin de Gomen, des *Inoceramus* que le paléontologiste A. Jeannet [Heim et Jeannet, 1922, p. 246-253] a décrit comme une nouvelle espèce : *Inoceramus neocaledonicus*, qui se rapprocherait en particulier d'*I. andinus* Wilckens et d'*I. australis* Woods. Par comparaison avec des formes de Patagonie et de Nouvelle Zélande, Jeannet considère *I. neocaledonicus* comme d âge probablement sénonien. Piroutet [1924, p. 147-148] a contesté cette attribution et, en se basant sur des considérations de faciès, a émis l'opinion, d'ailleurs erronée, que les fossiles recueillis par A. Heim pourraient aussi bien appartenir au Nummulitique.

Nous avons découvert au fond du bassin de Poya, sur la rivière Poya elle-même et dans les bassins de ses affluents, Néquipin et Naouango, une abondante faune d'*Inoceramus* (fig. 2). Malheureusement, ces fossiles sont en général déformés ou mal conservés et ne se prêtent que rarement à une détermination. J. Sornay a bien voulu examiner nos matériaux. Les résultats de cet examen sont groupés dans un tableau complet des gisements d'*Inoceramus* que nous avons découverts.

Gisements.

Bassin de Poya (fig. 2). Limite sud de la réserve de Goipin, sentier de la rive gauche de la rivière de Poya. Éch. 428. Fragments d'un jeune Inocérame : *I.* sp. « *B* ». Aucun déterminable, même de façon approchée. Vallée de la Néquipin, à 300 m en aval du confluent du torrent Gounou. Éch. 433.

Crête entre S^{ts} 375 et 368, rive droite de la Néquipin. Éch. 435 : deux formes non déterminables avec exactitude ; l'une représentée par des fragments : *I.* sp. « *A* », est peut-être *Inoceramus haasti* Hochst ; l'autre, un jeune en très mauvais état, rappelle *I. subhaasti* Wandel et surtout *I. galoi* Boehm (Pl. II, fig. 8). — Éch. 460 : à peu près sûrement *I. subhaasti* Wandel (Pl. II, fig. 9). Une autre forme, *I.* sp. « *F* », est peut-être la précédente écrasée. Le seul gisement qui ait fourni des Inocérames à peu près déterminables.

Crête entre S^{ts} 185 et 415, à 1.800 m à l'E de Goipin. Éch. 347. Petite faune de Lamellibranches spécifiquement indéterminables.

Torrent descendant du S^{t} 415, à 200 m en amont de son confluent avec la Poya. Éch. 439. Fragments incomplets, indéterminables, d'une espèce pouvant peut-être se rapprocher des formes du groupe *galoi-subhaasti*.

Rivière Poya, à environ 100 m en aval du torrent précédent. Éch. 440. Fragments de *I.* sp. « *C* » (Pl. II, fig. 10).

Rivière Poya, à 100 m en aval du gisement précédent. Éch. 441. Faciès : calcaires gris en petits bancs réguliers, alternant avec lits schisteux noirs. Trois espèces reconnaissables : *I.* sp. « *C* », « *D* », « *E* », mais aucune ne peut être rapprochée d'espèces connues et le niveau reste indéterminé.

Sentier de Goipin à Ponerihouen, à 500 m au N du hameau de Porachieno. Éch. 456 (se trouve exactement dans le prolongement des couches contenant éch. 441, à environ 1.200 m au NW de ceux-ci). Un morceau d'une espèce : *I.* sp. « *G* » (Pl. II, fig. 7). Niveau non connu. Le *Perisphinctes* (457) (Pl. III, fig. 1) a été trouvé à 15 m en aval de 456.

Torrent Tibou, affluent de la Néquipin. Éch. 478. Fragments indéterminables.

Torrent Crapu, affluent de la Néquipin. Éch. 479. Fragments indéterminables.

Bassin de la Faténaoué (pour mémoire). Entre vallées de la Témala et de la Faténaoué, dans petit col immédiatement au SE de la coudure au S du vallon de Mengo. Éch. 927 et 927′. Fragments indéterminables n'appartenant peut-être pas à des *Inoceramus*. Dans calcaires gris, au contact des basaltes paléogènes.

Déterminations. — J. Sornay a estimé prudent de rapporter la majorité de ces *Inoceramus* à sept formes, désignées de « *A* à *G* » dans nos collections et n'a rapproché d'espèces décrites et figurées que très peu des individus récoltés.

Un individu (460) (Pl. II, fig. 9) semble à peu près sûrement se rapporter à *Inoceramus subhaasti* Wandel [*Wandel, 1936*]. Cependant Marwick (comm. person.), après examen de la figure, estime que cet individu « is very like *haasti*. The posterior wing is not so well developed nor the beak so high as in *subhaasti*. Also the broad sulcations extend to the beak. » Parmi un autre groupe d'échantillons (435) provenant presque exactement du même point que 460, l'un rappelle : *I. subhaasti* Wandel et surtout *I. galoi* Boehm (Pl. II, fig. 8). A propos de cette figure, Marwick nous fait observer : « the narrow beak-angle is rather that of *galoi*. The irregular and weak ribs are also unlike *subhaasti*. In my bulletin on the Triasic and Jurassic of New Zealand, now being printed, there is described a new species with very weak and irregular sculpture. It comes from beds somewhere about *Bathonian* in age. »

D'autre part, deux empreintes d'Ammonite ont été récoltées : l'une (457) sur la rivière Népiéguin, dans la bande de grès feldspathiques à ciment calcaire, l'autre (458) dans le torrent Naouango, non en place, mais exactement dans le prolongement nord-ouest de cette bande. La meilleure de ces empreintes (457) (Pl. III, fig. 1). bien qu'assez médiocrement conservée, est néanmoins reconnaissable comme *Perisphinctes*. M. le Professeur A. Lanquine a bien voulu examiner avec nous cette Ammonite et la comparer aux très nombreux *Perisphinctes* qu'il a étudiés dans l'une de ses belles monographies paléontologiques sur la Provence [*1935*]. De cette comparaison, il

résulte que notre *Perisphinctes* présente des affinités avec *Perisphinctes plicatilis* Sow, mais surtout avec *Perisphinctes schilli* Oppel [1], de l'Argovien [*loc. cit.*, p. 21, 23, 44 et 45]. Le moulage de notre échantillon (Pl. III, fig. 1). montre notamment la division des côtes vers le milieu du flanc, observable chez *schilli*, division qui est beaucoup plus tardive chez *plicatilis*. D'une façon plus générale notre échantillon semblerait présenter des affinités marquées avec des *Perisphinctes* argoviens d'Europe et beaucoup plus vagues, sinon inexistantes, avec des espèces plus récentes.

Age de cette faune. Comparaisons avec quelques régions voisines. — Nous devons chercher des termes de comparaison dans les îles les plus proches.

L'existence d'abondants *Inoceramus*, notamment *I. galoi* Boehm dans l'Oxfordien des Moluques (îles Sula) est connue depuis longtemps par les travaux de G. Boehm. Le lit de la rivière Wai Galo est, en quelques endroits, littéralement pavé de nodules à *Inoceramus*. Le gisement appartient incontestablement à l'Oxfordien » [*Haug, 1921*, p. 1038]. Dans ce gisement on rencontre des *Belemnopsis*, parmi lesquels *B. alfuricus*, très voisin de *B. gerardi* de l'Himalaya.

Plus récemment, G. Wandel [*1936*] a étudié d'abondantes faunes d'âge jurassique supérieur des Moluques : Misool, Célèbes est, Boeton, Ceram et Jamdena. Il réutilise aussi les matériaux de G. Boehm provenant de la rivière de Wai Galo et il y crée la nouvelle espèce d'*Inoceramus*, *I. subhaasti*, qu'il subdivise d'ailleurs en variétés. *I. subhaasti* et *haasti* sont, d'après lui, certainement *oxfordiens* : *subhaasti* serait oxfordien moyen à Misool, *haasti* de la base de l'Oxfordien supérieur en Nouvelle Zélande, à Célèbes et à Misool. *I. galoi* qui, d'après Trechmann [*1923*] serait, en Nouvelle Zélande, plus ancien qu'*I. haasti*, Bathonien-Oxfordien ? pourrait être aussi plus ancien qu'*I. subhaasti* à Wai Galo [*Wandel, 1936*, p. 519] et peut-être antérieur à l'Oxfordien.

On notera que dans les matériaux étudiés par Wandel se trouvent très peu de Céphalopodes : deux Ammonites provenant de Nambo (Célèbes), dont un *Perisphinctes s. l.* sp. indét. d'âge oxfordien, alors que les *Inoceramus* pullulent. Cette analogie avec la Nouvelle Calédonie n'est probablement pas fortuite.

Glaessner [*1945*, p. 155] signale des *Inoceramus* sp. dans la formation de Kuabgen en Nouvelle Guinée. Les matériaux ne sont pas assez bien conservés pour permettre une détermination spécifique. Cependant les fragments de grandes coquilles ressemblent à *I. haasti* Hochstetter, ainsi qu'à *I. subhaasti* Wandel et *I. galoi* Boehm. Dans la coupe de Chimbu-Wahgi des fragments d'*Inoceramus* (sp. ?) sont associés à *Buchia malayomaorica*. Or, cette espèce semble être considérée unanimement comme oxfordienne.

En Nouvelle Zélande, Trechmann [*1923*, p. 274-275, pl. XV, fig. 1, 2, 3] a décrit et figuré de la région de Kawhia, qui offre une belle séquence jurassique, deux formes d'*Inoceramus* : *I.* cf. *galoi* et *I. haasti*. *I.* cf. *galoi* de Kawhia serait, d'après Trechmann, à un niveau inférieur à celui d'*I. haasti*. Dans un tableau d'ensemble [p. 286] cet auteur place *I.* cf. *galoi* dans le Bathonien-Oxfordien et *I. haasti* dans l'Oxfordien (?).

Dans la plus récente mise au point du Jurassique néozélandais R. W. Willett [*Geol. Survey., 1948*, p. 14] place, dans la coupe de Kawhia, *I. haasti* au-dessus de *Buchia malayomaorica* et au-dessus de *Berriasella*, sans d'ailleurs assigner à ces divers fossiles une position stratigraphique plus précise que « Upper Jurassic ».

En tout état de cause les affinités de nos *Inoceramus* en général avec les espèces *subhaasti* Wandel et *galoi* Boehm les placent, selon toute vraisemblance, entre le Bathonien et le sommet de l'Oxfordien (au plus tard) et, en première approximation, le mieux est de les considérer comme *callovo-oxfordiens*, avec peut-être même une possibilité de chevauchement sur le Jurassique moyen. Une grande partie d'entre eux présente une forte probabilité en faveur de l'Oxfordien.

Les affinités de notre *Perisphinctes* avec des formes argoviennes d'Europe apporteraient un bon recoupement, quoique, bien entendu, lorsque l'on passe dans le domaine pacifique, ce genre de considérations doive être regardé avec la plus extrême prudence. Nous avons déjà indiqué plus haut que la bande de grès feldspathiques à ciment calcaire de Népiéguin qui contient ce *Perisphinctes* représente, selon toute vraisemblance, un niveau stratigraphique supérieur aux couches à *I. subhaasti*. Sur son bord sud-ouest, en effet, on y voit un lit remaniant les schistes

1. Rappelons que F. Roman (Les Ammonites jurassiques et crétacées, Masson, 1938, p. 278-281) signale que le genre *Perisphinctes* a été peu à peu restreint et place l'espèce *schilli* Opp. dans le genre *Ataxioceras*.

noirs banaux et, d'autre part, l'ensemble des couches à *Inoceramus* est encadré par deux bandes de grauwackes. On aurait donc ici un synclinal de Jurassique supérieur, comportant surtout des terrains callovo-oxfordiens et peut-être, en son cœur, des terrains argoviens (?).

Il faut noter que la prolifération des *Inoceramus* ne se serait pas arrêtée, dans cette hypothèse, au cours de l'Argovien. En effet, de gros *Inoceramus* (456, *I.* sp. « *G* » de J. Sornay) ont été recueillis dans les grès feldspathiques, à des niveaux qui, dans notre hypothèse, se situeraient stratigraphiquement au-dessus du *Perisphinctes*. Aussi peut-on penser que le *Perisphinctes* serait, lui aussi, oxfordien comme toutes les couches à *Inoceramus* encaissantes, et peut-être synchrone de celui de Nambo (Célèbes) signalé par Wandel.

Par ailleurs, en discutant l'âge de la limite supérieure de la formation des grauwackes, nous avons déjà mentionné la présence, dans la haute Noembra, de *Spiriferina* au mur des veines charbonneuses. Très vraisemblablement ces couches à charbon se placent vers la base de la formation à *Inoceramus*. La présence de *Spiriferina* indiquerait que cette formation débuterait au plus tard au Bajocien. Nous avons indiqué aussi une possibilité de débordement d'au moins une partie de la faune à *Inoceramus* sur le Bathonien. Il n'en subsiste pas moins apparemment un hiatus paléontologique sérieux, correspondant à une part plus ou moins considérable du Jurassique moyen. En l'état actuel de nos connaissances il est difficile de préciser mieux.

Il est possible que la formation à charbon débute vers la limite Lias-Jurassique moyen (peut-être avant) [1]. *Elle comporte, dans le bassin de Poya, des terrains d'âge jurassique supérieur, très probablement callovo-oxfordiens pour l'essentiel et peut-être des terrains postérieurs à l'Oxfordien.*

C'est là une donnée nouvelle importante qui modifie notablement les attributions stratigraphiques antérieures. En effet, pour Piroutet, les terrains les plus anciens de la formation à charbon seraient d'âge portlandien : « étage de La Foa », à *Berriasella* cf. *novozealandica*.

Par ailleurs, J. Avias [1950] a antérieurement annoncé la présence, dans la bande côtière de Moindou à la baie de Saint-Vincent, de terrains jurassiques *post-bajociens et anté-kimmeridgiens*. Or, les terrains étudiés par J. Avias sont éloignés de plus de 100 km du fond du bassin de Poya. Ils sont, d'autre part, plus « externes », plus occidentaux et très vraisemblablement plus proches du littoral ancien (bois fossiles). En même temps leur faciès est nettement différent de celui des couches du bassin de Poya. Il s'agit ici de grès verts et de grauwackes. D'ailleurs, leur faune est différente de celle que nous venons de mentionner ; elle est surtout caractérisée par des *Belemnopsis* présentant des affinités étroites avec les formes indo-pacifiques du Callovo-Oxfordien et notamment avec *B. gerardi* Oppel.

La démonstration — par des faunes différentes, dans des faciès lithologiques différents — de l'existence, en Nouvelle Calédonie, de Jurassique supérieur (non Portlandien) et plus probablement de *Callovo-Oxfordien* constitue une bonne convergence.

Elle présente, d'autre part, l'intérêt d'apporter un nouveau terme de comparaison avec la région des Moluques, la Nouvelle Guinée et la Nouvelle Zélande.

On peut espérer que les recherches ultérieures, surtout en Nouvelle Calédonie, et des comparaisons de faunes permettront des corrélations stratigraphiques plus poussées entre ces diverses régions. Les *Inoceramus* et les *Belemnopsis* notamment et la confrontation des successions faunistiques le long de l'arc Nouvelle Guinée — Nouvelle Calédonie — Nouvelle Zélande, montreront très probablement plus d'affinités que celles actuellement connues entre ces trois régions. A titre d'exemple isolé notons qu'en Nouvelle Guinée un *Perisphinctes* (*burui*) est signalé avec les *Inoceramus galoi* dans l'Oxfordien [*Browne*, p. 669].

On notera encore avec intérêt que la présence de *Jurassique moyen* marin n'a été positivement démontrée ni en Nouvelle Calédonie, ni en Nouvelle Zélande, ni en Australie. Par contre, en Nouvelle Guinée, *Stephanoceras* aff. *etheridgei* (Bajocien) est connu en galets. La grande pauvreté actuelle en faunes du Jurassique moyen des îles situées sur le parcours du « géosynclinal papou » est sans doute un caractère commun à ces îles. Il serait cependant, il nous semble, prématuré d'affirmer son absence sur la majeure partie de cette aire.

1. Mais cette conclusion ne peut sans doute pas être étendue à toute l'île. Nous avons déjà noté, à propos de l'âge de la limite : formation des grauwackes — formation à charbon, que celui-ci n'est pas nécessairement le même partout. D'après J. Avias le faciès grauwacke, avec grès verts (5 a) serait présent à l'île Puen (f. 5), où ont été trouvés les *Belemnopsis* post-bajociens et anté-kimmeridgiens. Même en admettant pour ces fossiles un âge bathonien la limite supérieure des grauwackes pourrait donc ici se situer plus tard que dans la région interne Poya-Nounin.

En tout cas, d'ores et déjà, l'existence de Lias et de Jurassique supérieur marins en Nouvelle Calédonie amène à modifier le schéma paléo-géographique aux temps jurassiques donné par Browne [p. 705]. *Sur ce schéma le géosynclinal papou passe à l'W de la Nouvelle Calédonie. Il devra désormais l'inclure.*

FAUNE A PÉLÉCYPODES DE TIÉTA (bassin de Voh). — Cette faune (935) a été découverte à environ 1.500 m au N de la tribu de Tiéta, sur le creek Oubanit, qui se jette dans la rivière de Voh en amont de Tiéta (fig. 4). Ce point est situé à environ 100 m à l'E des affleurements à charbon les plus occidentaux de Tiéta. La faune permettra donc de dater, au moins approximativement, les charbons de cette région.

Ici de vastes masses de grès, accompagnées de poudingues à galets quartzeux s'intercalent dans les schistes argileux. La limite de ces faciès grossiers, comme on peut le voir sur la carte (f. 3) est franchement oblique par rapport aux directions générales de la région et aussi aux directions individuelles dans la formation, ici W-E. On peut expliquer ce fait en admettant que, pendant un long intervalle de temps, des apports détritiques grossiers (deltaïques ? par courants de densité ?) ont eu lieu sensiblement sur le même « chenal ». Tous les grès de cette région ne sont donc pas contemporains, de beaucoup s'en faut.

La faune de Tiéta est comprise dans l'aire d'extension de ces faciès grossiers mais est contenue dans des schistes noirs avec petits lits, puissants de 20 cm, de calcaires gris, à patine ocre. Au microscope les schistes montrent encore bien les caractères essentiels de la formation.

Ils sont fossilifères sur environ une dizaine de mètres d'épaisseur. Les grès voisins, dans lesquels les schistes sont intercalés, ne nous ont pas montré de fossiles.

A. Chavan a reconnu dans la faune de Tiéta les formes suivantes :

Trigonia (*Scabrotrigonia*) sp., déformées (Pl. III, fig. 2). Le sous-groupe des *Scabrotrigonia* s'étend du Barrémien au Maestrichtien, et nos échantillons seraient spécifiquement proches de certaines formes du Gault ; ils ne sont peut-être pas très éloignés du type *aliformis*, très répandu au Gault.

Megacucullaea ? — De nombreux individus de cette forme dominent dans la faune de ce gisement (Pl. III, 3 *a* et *b*). Cette forme présente une allure de *Venericardia*, peu disymétrique, à larges côtes, mais avec area de Taxodonte assez restreinte au-dessus d'un bord cardinal droit. Il pourrait s'agir du *Parallelodontidae Megacucullaea* ou d'un *Arcidae* voisin d'*Anadara*. Les rameaux d'*Anadara* étant essentiellement tertiaires, la première suggestion est plus vraisemblable.

Arcidae. — De nombreux moules d'une forme assez allongée verticalement (Pl. III, fig. 4), à côtes moins larges et plus anguleuses que celles des *Megacucullaea ?*, en général plus ou moins déformés. Un « *Cardium* sp. » plus large est connu du Crétacé néozélandais. Notre forme, à allure de Cardiidé autant que de Taxodonte, mais semble-t-il pourvue d'une area et d'un bord cardinal droit, pourrait bien correspondre aux *Cardium* ou du moins à certains des *Cardium* non figurés, signalés par Piroutet et malheureusement non décrits de manière satisfaisante. Ces *Arcidae* à allure de *Cardium* évoquent mal les *Arcidae* bien définis dans des terrains plus récents et dont peu, parmi les formes comparables, remontent dans le Crétacé.

Inoceramus sp., en très mauvais état. Peut-être *I.* aff. *concentricus* Park., espèce albienne cosmopolite (Australie, Amérique du Nord, Pérou, Europe).

Veneridae. — De nombreux moules dont l'un accompagne l'*Inoceramus*. L'un des échantillons paraît montrer une lamelle antérieure à la charnière. A part les *Veneridae*, les familles possibles seraient celle des *Unionidae* et peut-être celle des *Periplomatidae*, avec laquelle les rapports de notre forme de Tiéta seraient les plus nets, mais dont les genres sont très incertains dans le Crétacé.

Lucinidae (probable). — Un très mauvais moule, incomplet. La référence à cette famille semble pourtant possible d'autant qu'une vague empreinte peut correspondre à la digitation musculaire antérieure qui caractérise les *Lucinidae*

Cucullaea aff. *zealandica* Woods ? (Pl. III, fig. 5 *a* et *b*).

La trace de côtes rayonnantes appuierait le rapprochement. Une autre forme comparable, mais lisse, existe dans le Crétacé supérieur : Cénomanien-Turonien de l'Inde. *Cucullaea zealandica* est, en Nouvelle Zélande, en corrélation avec des fossiles albiens.

Cependant, après examen des photographies, Marwick (comm. pers.) fait observer : « The hinge does not look straight enough for a Cucullaeid but, of course, it is not easy to be sure from a photo. The shape does not agree with *zealandica* which is narrower anteriorly, and broader posteriorly ».

En conclusion, l'ensemble de ces matériaux demeure très insuffisant pour une détermination d'âge rigoureuse, d'autant qu'ils sont presque tous à l'état de moules déformés et souvent usés. Le cachet de cet ensemble est conféré par des Taxodontes à allure d'Hétérodontes, dont une meilleure identification pourrait sans doute être donnée lorsque sera terminée la revision de leurs familles présumées. Cependant *Cucullaea* aff. *zealandica* ?, la *Scabrotrigonia*, peut-être assez voisine du type *aliformis*, très répandu au Gault, et *Inoceramus* peut-être aff. *concentricus* plaideraient en faveur de l'*Albien*.

Les affinités avec l'Albien néozélandais sont certainement très restreintes ou nulles et aucune comparaison ne semble possible avec les faunes patagoniennes et peut-être même australiennes. D'ailleurs, il faut se souvenir de la dissemblance entre les faunes crétacées de Nouvelle Zélande et d'Australie, qui suggère l'absence de communication directe entre ces deux pays pendant cette période.

FAUNE A KOSSMATICERAS. — C'est de beaucoup la plus répandue dans notre secteur d'étude. Nous l'avons rencontrée en de nombreux points, principalement dans le bassin de Poya (fig. 9), le long des rides anticlinales étroites perçant à travers l'Éocène de cette région. Il doit être entendu que le terme de faune à *Kossmaticeras* n'est pas exclusif d'autres espèces, de nombreux moules internes siliceux de Lamellibranches [1] pouvant être récoltés avec ces Ammonites ; mais celles-ci sont dominantes et donnent son cachet à la faune.

Gisements. — Piroutet [p. 167] a signalé *K.* cf. *bhavani* dans le bassin de Bourail, exactement dans le « lambeau » crétacé d'Azareu, où nous ne l'avons pas retrouvé ; dans cette région nous n'avons pu recueillir que quelques moules internes siliceux de Lamellibranches.

Par contre, nous en avons découvert plusieurs gisements dans les bassins de Poya, de Pouembout et de Voh : vallée de la Faténaoué. Dans le bassin de Poya les *Kossmaticeras* apparaissent dans d'étroites rides perçant à travers l'Éocène et ne montrant très vraisemblablement que du Crétacé supérieur. Dans le bassin de Voh une très large bande de la formation à charbon s'étale entre les conglomérats de la Congo et de la Faténaoué d'une part, et le massif péridotique du Katépahie d'autre part. Les gisements de *Kossmaticeras* y apparaissent sensiblement en position médiane et s'alignent grossièrement en direction NNW-SSE. Il est possible qu'il y ait là un repli synclinal de Sénonien dans des terrains crétacés plus anciens. Un peu plus vers le SE, en effet, et plus près du bord du Katepahie a été rencontrée la faune peut-être albienne (méso-crétacée) de Tiéta.

Nous n'avons récolté aucun *Kossmaticeras* ni aucun fossile de la formation dans les bassins de Ouaco, de Koumac et plus au N.

N. B. — Les désignations spécifiques pour chaque gisement ne sont pas limitatives. Dans divers gisements les *Kossmaticeras*, en état médiocre, n'ont pas été déterminés.

1. Ceux-ci n'ont pas été déterminés (pour autant qu'ils soient déterminables). Plus généralement les divers Lamellibranches siliceux que nous avons rencontrés un peu partout dans la formation n'ont pas encore été étudiés.

Bassin de Poya. « Vallée sèche ». 500 m au N du St 450 : *K. bhavaniformis* K. et R. (465) ; *K. densicostata* K. et R. (465′) ; *K.* nov. sp. indét. (465″).

500 m à l'ENE du St 352 : *K.* cf. *bhavani* Stol (466).

450 m au NE du St Krako : *K. bhavaniformis* (467) ; *K.* nov. sp. indét. (467′), certains échantillons de ce gisement atteignent un diamètre de 13 à 14 cm.

St 341 : *K. bhavaniformis* K. et R. (469).

Bassin de Pouembout. Environ 1 km à l'E du confluent du creek Papana et de la rivière de Pouembout (1061).

Bassin de Voh. Rive droite de la Faténaoué, près lot 78 (898).

Rive gauche de la Faténaoué, 350 m au NE du St 1 : *K. densicostata* K. et R. (900).

Rive gauche de la Faténaoué, 800 m à l'E du St 1 (905 et 936).

Rive gauche de la Faténaoué, 200 m au N du St 11 (925).

Déterminations — Mme E. Basse de Ménorval a bien voulu examiner les pièces les mieux conservées et nous communiquer les diagnoses suivantes. Cet auteur a d'ailleurs déjà fait mention de nos matériaux dans une note au 7e Congrès Pacifique des Sciences (1949).

Kossmaticeras bhavaniformis Kilian et Reboul (Pl. IV, fig. 1). — Trois échantillons (465, 467, 469). Le meilleur (469) montre un fragment de tour externe, d'épaisseur moyenne, tout à fait comparable à la figure type de *K. antarcticum* St. Weller, variété *bhavaniformis* Kil. et Reb. [Kilian et Reboul, 1909 *b*, p. 33, Pl. XV, fig. 2]. Toutefois la costulation semble ici légèrement rétroverse dans la région ventrale. Rappelons que l'espèce *antarcticum* est bien mal définie par Kilian et Reboul à la suite de St. Weller. Cette espèce est celle citée antérieurement par E. Basse de Ménorval (7e Congrès Pac., 1949).

Kossmaticeras densicostata Kil. et Reb. (Pl. IV, fig. 3). — Deux échantillons (465, 900). En ce qui concerne le matériel antarctique, l'imprécision de la description et l'ignorance des tours externes de cette « variété » [Kilian et Reboul, 1909 b, p. 91, Pl. XV, fig. 4 *a* et *b*], ne permettant pas de s'assurer qu'il s'agit réellement de l'espèce *bhavani* Stoliczka il vaut mieux se limiter à rapprocher les deux spécimens néocalédoniens, assez fragmentaires, de la figure-type citée de Kilian et Reboul, et négliger totalement leurs rapports avec l'espèce *bhavani* Stol.

Kossmaticeras nov. sp. indét (Pl. IV, fig. 2). — Un spécimen (467′, diamètre : 93 mm) et un fragment de tour (465″) présentent, autant qu'on en puisse juger, un ensemble inédit de caractères. Par l'épaisseur du tour, la finesse et la flexuosité de la costulation, ils se rapprochent de *K. densicostata* Kil. et Reb. Notons toutefois que les sillons sont plus rapprochés, les tubercules ombilicaux bien marqués, la proversité des côtes plus grande. Par son ornementation, il présente également des analogies avec *K. bhavaniformis* Kil. et Reb. [1].

Mme Basse de Ménorval nous précise par ailleurs qu'il y a lieu de reviser les déterminations des matériaux antarctiques faites par Kilian et Reboul, dont les espèces sont mal définies et souvent trop compréhensives ; ce qui explique sans nul doute les légères fluctuations des dénominations appliquées à nos matériaux par divers spécialistes [1]. Or Spath revise actuellement les *Kossmaticeras* antarctiques d'après de très beaux matériaux récemment recueillis aux îles Seymour. Il y aura lieu de revoir nos matériaux lorsque cette revision sera publiée.

1. Remarques. — *a*) Antérieurement Marwick, paléontologiste au Geol. Survey of New Zealand, avait bien voulu nous communiquer la détermination de l'un des échantillons (466) : *K.* cf. *bhavani* Stol.

b) D'autre part O. Haas, Curator of Paleontology à l'American Museum, a considéré (communication personnelle, mars 1948) trois échantillons (465, 467, 469) comme certainement étroitement apparentés à *K. bhavani* Stol. O. Haas a pu en particulier, sur la dernière ligne de suture d'un des échantillons (465), vérifier certains caractères définissant le genre *Kossmaticeras*.

Note pour l'interprétation de la bibliographie. — La bibliographie relative aux *Kossmaticeras* néocalédoniens étant assez confuse, il y a lieu de faire quelques rappels. Dans sa note préliminaire Piroutet [1903] signalait, entre autres Ammonites du « terrain à charbon », de nombreux Holcostéphanidés. Puis Kilian et Piroutet [1905, p. 113-114] signalèrent de la Nouvelle Calédonie des formes évoquant à la fois les genres *Virgatites*, *Holcostephanus*, *Polyptychites*. Longtemps, en effet, les *Kossmaticeras* furent en général considérés comme des Holcostéphanidés et référés aux genres *Holcostephanus* ou *Holcodiscus*. De Grossouvre [*1901*, p. 718-9] reconnut qu'ils appartiennent aux Desmocératidés et proposa le nom de *Kossmaticeras*. Quelques années après sa première note Kilian donna, avec Reboul [1909 *b*], une étude sur les Céphalopodes néocrétacés des îles Seymour et Snow-Hill (Antarctide), et, dans une autre note [1909 *a*, p. 5] il rétractait de façon explicite ses premières déterminations génériques (de Nouvelle Calédonie) et mentionnait alors *Kossmaticeras* très voisins de *K. bhavani*.

Age. — Il ne fait aucun doute que l'âge de cette faune est *sénonien* [1]. Peut-être doit-on préciser Santonien, mais cela n'est sans doute ni souhaitable (corrélations à grande distance ?), ni nécessaire car, malheureusement, la densité de nos jalons paléontologiques ne nous pousse pas à exiger une telle précision. Il y a lieu de rappeler que le genre *Kossmaticeras* est connu dans un grand nombre de régions indo-pacifiques : Inde, Afrique orientale, îles de l'Antarctide (Snow-Hill et Seymour), Patagonie, Chili, île Vancouver (Amérique du Nord), Japon. Présent en de nombreux points de la lisière pacifique comme l'étaient les *Entomonotis ochotica* au Trias supérieur, il évoque une communication aisée de toutes ces régions au Crétacé supérieur, en particulier au Sénonien, à proximité des rivages de l'Océan Pacifique de cette époque.

Extension chronologique et stratigraphie de la formation à charbon. Essai provisoire.

A. *EXTENSION CHRONOLOGIQUE. Existe-t-il dans la formation des lacunes importantes ?*

La question mérite d'être assez longuement discutée.

a) Axe du sillon néocalédonien ; *pas de lacunes importantes.* — Nous venons de voir que, dans notre secteur, cette formation comporte des couches que l'on peut rapporter au Jurassique supérieur (Callovo-Oxfordien), probablement à l'Albien, et au Sénonien. Ces jalons sont très maigres. La question se pose de savoir si nous avons affaire à une série stratigraphiquement continue ou s'il faut admettre l'existence de lacunes.

Encore faut-il bien s'entendre sur la portée du terme lacune. Si, après de longues recherches, on n'a pu trouver de fossile d'un certain âge (lacune paléontologique), *tout au plus* peut-on être fondé à supposer que des dépôts de cet âge ne sont pas présents. Mais il serait tout à fait erroné de sous-entendre qu'à cette lacune stratigraphique correspond nécessairement une émersion. Le ralentissement ou l'interruption du dépôt peut être dû à de tout autres causes affectant, soit les fonds marins, soit les masses continentales ou les guirlandes insulaires alimentatrices. Cette remarque, qui nous paraît aujourd'hui très simple, a besoin d'être soulignée parce qu'elle semble avoir échappé à Piroutet.

Nous remarquerons ensuite que, pour démontrer pleinement une lacune de sédimentation, il faudrait disposer d'une échelle stratigraphique serrée et pouvoir faire la preuve que des zones paléontologiques normalement bien séparées viennent en contact et que dans ce contact d'autres, intermédiaires, disparaissent. D'autre part, pour faire la preuve d'une émersion, il faut faire état de critères positifs, montrant qu'il y a eu évolution continentale, comme nous avons tenté de le faire à propos des conglomérats rouges de la Congo.

1. Du point de vue de la stratigraphie locale notons que Piroutet [1917, p. 130] a fait de *K.* cf. *bhavani* Stol., accompagné quelquefois par *Gaudryceras* et *Baculites*, le fossile caractéristique du niveau supérieur (niveau 3 ou niveau du Cocétolocoa) de son « étage de Saint-Vincent ». Nous montrerons plus loin pourquoi nous n'admettons pas la succession d'étages locaux proposés par Piroutet.

Or, dans notre secteur, la stratigraphie est encore beaucoup trop décousue pour que nous puissions apporter la moindre preuve d'une lacune de sédimentation. D'autre part, si, à l'intérieur de la formation à charbon, les apports gréseux et arkosiens et les charbons témoignent sans doute de l'existence assez proche d'une ou plusieurs terres alimentatrices, ils ne signifient rien de plus. En dehors de ces lentilles de grès on ne peut noter, à l'intérieur de la formation, aucune discontinuité lithologique de quelque extension et constance. Le faciès reste le même que l'on ait affaire à du Callovo-Oxfordien ou à du Sénonien. Aucune discordance angulaire de quelque continuité n'apparaît. *Tout ce passe comme si, globalement, les conditions générales de dépôt étaient restées les mêmes pendant tout cet intervalle de temps.*

A notre avis, il n'y a donc aucune raison *positive* d'admettre l'existence de lacunes importantes et encore moins d'émersion étendue. Il reste néanmoins possible qu'il y ait eu des émersions locales (lagunes houillères) et des pulsations pendant le dépôt de la formation. Provisoirement, mieux vaut admettre que la majeure partie de notre secteur (et non de l'île) est restée immergée pendant tout l'intervalle Callovo-Oxfordien-Sénonien. Cette hypothèse est certainement plus proche de la réalité que celle des mouvements transgressifs successifs, du S au N, admis par Piroutet [p. 303-304] amenant opportunément dans telle ou telle zone les fossiles que le géologue a pu y découvrir. *Mais ce que nous écrivons là n'est vrai que du sillon infléchi, compris entre l'arc septentrional et l'arc ou la voussure méridionale* (région de Moindou).

Pour élucider la stratigraphie de cette formation il aurait fallu, outre une plus grande densité de jalons fossilifères, que certaines dispositions structurales n'escamotent pas les relations stratigraphiques normales. Par exemple, entre les couches d'âge jurassique supérieur du bassin de Poya (f. 5) et les couches sénoniennes qui en sont voisines, s'intercalent des masses lenticulaires ou filiformes de serpentines, probablement mises en place suivant des glissements importants. *Il nous a donc été impossible de voir une coupe passant du Callovo-Oxfordien certain au Crétacé certain.*

Il doit être bien entendu que nous admettons la possibilité, dans le sillon médian lui-même, de lacunes de sédimentation, mais il reste à en administrer la preuve et cela ne sera probablement pas commode.

Notre tendance d'interprétation est donc fondamentalement différente de celle de Piroutet. Cet auteur [1917, p. 303-304] a admis plusieurs mouvements transgressifs progressant depuis le SSW : l'un au Portlandien, un autre probablement au Barrémien qui, vers le N de l'île, ne dépassait certainement pas la région de Poya ; pendant le Turonien, puis le Sénonien, « la mer reprend sa marche en avant et recouvre complètement la Nouvelle Calédonie ». Or nous avons vu que, dès le Callovo-Oxfordien, la mer couvrait la partie interne du bassin de Poya [1], qu'au Mésocrétacé (Albien ?) elle s'étendait dans le bassin de Voh [2]. *Il est facile de se rendre compte que le jeu d'avances successives de la mer, imaginé par Piroutet, n'est basé que sur la répartition géographique des gisements fossilifères connus* et des étages locaux qu'ils définissent. Notamment la notion d'une transgression du Turonien-Sénonien est essentiellement fondée sur le fait que l'étage de Saint-Vincent « est seul visible dans le N » [p. 129]. Il faut comprendre : au N du col de Boghen et de Bourail. On voit la fragilité de cette argumentation, que la découverte de fossiles antésénoniens vient contredire.

b) Bords du sillon néocalédonien ; *lacunes et transgressivité de la formation sur les terrains métamorphiques.* — Cependant nous ne devons pas tomber d'un excès dans l'autre et nous dissimuler que notre tendance à la suppression des lacunes implique des réserves, qui s'appliquent aux lisières du sillon.

1. Qui, dans l'hypothèse de Piroutet, ne serait atteinte par la mer, au plus tôt qu'au Barrémien.
2. Où, pour Piroutet, l'on ne devrait rencontrer que du Turonien-Sénonien (étage de Saint-Vincent).

1. *Lisière de l'arc septentrional et des intumescences métamorphiques « médianes ».* — Nous avons vu qu'entre l'Albien (?) de Tiéta et le Sénonien de la Faténaoué d'une part, et le Trias supérieur de la Kamendoua et de la Faténaoué d'autre part, s'intercale la *formation de la Congo*. Il n'est pas possible actuellement de dater cette formation. Elle pourrait représenter une part du Crétacé inférieur (et même du Jurassique supérieur), la phase orogénique qui la précède étant peut-être grossièrement parallélisable avec la phase infracrétacée (« cimmérienne jeune » ou « pacifique ») de Nouvelle Zélande.

Et une lacune plus ou moins étendue consécutive à cette orogénèse reste possible, qui pourrait se placer dans le Crétacé inférieur. D'autre part, *sur de grandes longueurs, la formation à charbon vient au contact des terrains métamorphiques* de l'arc septentrional ou d'« intumescences » métamorphiques « médianes » (c'est-à-dire à l'intérieur du sillon), telles que celle de la haute Nounin et celle comprise entre Bourail et Houaïlou. C'est le cas dans le bassin de Koné (f. 4), dans la haute Nounin et à l'angle sud-est du bassin de Poya (f. 5), en amont d'Azareu, dans le bassin de Bourail (f. 6). Là, des schistes argileux dépourvus de tout métamorphisme entrent en contact direct avec des séricitoschistes injectés de quartz. Le passage n'est pas transitionnel et le contact est des plus francs. Il ne peut guère s'agir ici d'un front de métamorphisme car, dans les régions de la Congo et de la Kamendoua (f. 4), les terrains métamorphiques sont indubitablement antérieurs à la formation de la Congo, donc à la formation à charbon. Il reste donc deux hypothèses. L'une purement structurale, qui admettrait un escamotage soit de la formation de la Congo, soit de la formation des grauwackes, soit des deux. L'autre, stratigraphique, qui admettrait *la transgressivité de la formation à charbon sur les terrains métamorphiques*, sans interposition partout de faciès détritiques grossiers. Il y aurait alors nécessairement lacune d'une part plus ou moins importante de la formation à charbon, c'est-à-dire du Jurassique supérieur et du Crétacé.

L'hypothèse structurale pourrait peut-être se soutenir en certains points.

Ainsi les séricitoschistes de la haute Néquipin (f. 5), au contact direct du Jurassique supérieur et aussi du massif de serpentine de Montfaoué, peuvent être interprétés comme une lame remontée d'un substratum métamorphique. Ainsi, dans la partie nord du bassin de Koné, près du mont Poindala (f. 4), dans le haut du creek Tiendiga, qui descend vers la Kamendoua, j'ai observé une très nette surface de glissement, avec broyage et mise en lentilles, entre la formation à charbon et les schistes métamorphiques du Poindala. Cette surface de glissement plonge de 20 à 70° au NE et, du Poindala jusqu'au S^{t} 501, près du Kalegane, elle est jalonnée par des lentilles d'arkoses, avec conglomérats fins et même argillites lie de vin, identiques à ceux de la formation de Congo [1]. On peut se demander si nous n'avons pas ici une réduction considérable de cette formation par le seul jeu d'un étirement tectonique ; car ce contact est jalonné aussi par de petits pointements de serpentine. En allant vers le SE, sur la route de Koné à Tiaoué, au N du S^{t} Tiombolaka, la formation à charbon montre des pendages oscillant autour de la verticale ; on entre directement dans les séricitoschistes et chloritoschistes qui, un peu au N de la porte de la tribu de Tiaoué, plongent alors 40° au SW. Sur ce trajet on ne rencontre ni conglomérats, ni arkoses [2].

Sur la route de Koné à Poindah les schistes métamorphiques plongent au N et, au moins en certains points, la formation à charbon plonge sous eux, *sans interposition de conglomérats.*

Ainsi donc, dans l'ensemble, les terrains métamorphiques sont fréquemment poussés vers le SW et le S sur les formations plus récentes [Piroutet, p. 176] *et le contact a lieu souvent directement entre eux et la formation à charbon.* Le dispositif se complique d'ailleurs de torsions longitudinales.

Par ailleurs l'hypothèse structurale pourrait alors être d'autant mieux soutenue que les

1. Ces affleurements n'ont pu être maintenus sur la carte au 100.000^{e} (f. 4). Dans la description de la formation de la Congo, nous les avons mentionnés sous les noms de S^{ts} Poa Iti et Poigni.

2. Cependant Piroutet [p. 171] signale près de Tiaoué « un poudingue bréchoïde, de moins d'un mètre de puissance, entre les schistes anciens et les assises argilo-schisteuses crétacées ». Aussi doit-il s'agir d'une lentille sans continuité.

argiles et schistes argileux de la formation à charbon se comportent comme un matériau très plastique et auraient pu décoller en masse par rapport aux schistes métamorphiques. Néanmoins, les longueurs suivant lesquelles la formation à charbon vient au contact des sericitoschistes sont assez grandes pour que l'on puisse très sérieusement mettre en doute qu'il y ait partout un glissement de ce genre. A notre avis, il est possible que, dans certains cas, une combinaison des deux hypothèses soit valable. Nous n'avons malheureusement pas eu le loisir de suivre ce contact longitudinalement et pas à pas et laissons la solution de ce problème aux recherches à venir.

Cependant deux observations isolées, qui n'ont malheureusement pu être intégrées à une cartographie précise, nous inclineront fortement en faveur de cette manière de voir. Entre la rivière Nounin et le mont Guaradodou nous avons vu, entre la formation à charbon et les terrains métamorphiques, d'énormes rochers de conglomérat à *éléments de sericitoschistes et de quartz blanc.* Un peu plus au SE, dans la haute Noembra, affluent de la Nounin, la formation à charbon est, nous l'avons vu, séparée des grauwackes par un conglomérat à éléments de grauwackes. En d'autres termes ces conglomérats interposés reflètent étroitement la lithologie du substratum tel qu'il est visible à proximité. *Dans la haute Nounin la mer de la formation à charbon aurait donc progressé sur des terrains métamorphiques* ; dans la haute Noembra elle aurait progressé sur des grauwackes.

Enfin il faut tirer argument des *gisements ou mieux affleurements de charbon, qui ne présentent pas une répartition quelconque.* A Tiéta, dans le bassin de Voh (f. 3 et fig. 4) ils se situent à peu de distance au SW des conglomérats rouges et arkoses de la Congo.

Une langue de cette formation s'avance même vers le SW et se joint presque aux grès à charbon de Tiéta. Cette langue évoque fort une sorte de « chenal » d'arrivée de matériaux grossiers, descendant des terrains métamorphiques de la haute Congo. D'ailleurs, dans les grès de Tiéta, on rencontre de petits poudingues à galets de quartz blanc qui ne peuvent provenir que de l'aire métamorphique. Tout laisse donc à penser que les Végétaux qui ont fourni le charbon de Tiéta croissaient sur une terre qui serait la survivance et le reliquat de celle d'où, à une époque antérieure, descendaient les matériaux des conglomérats rouges de la Congo. De même entre la rivière Nounin et le mont Guaradodou (fig. 2), des affleurements de mauvais charbon semblent se situer au toit des conglomérats à éléments de sericitoschistes et de quartz blanc. Enfin, dans la haute Noembra, les veines de charbon se situent au toit du conglomérat à galets de grauwackes.

Tous ces faits laissent penser à des rides partiellement émergées, impliquant, ici surtout des terrains déjà métamorphisés, là des grauwackes. On ne peut pas actuellement préciser l'étendue de ces aires émergées. En tout cas l'une se situait sur l'arc septentrional, dans sa région de coudure, dans l'intérieur de la Congo. Une ou plusieurs autres ont pu se situer sur l'emplacement de l'axe métamorphique « médian » de la haute Nounin.

On entrevoit ainsi comme extrêmement probable, la transgressivité de la formation à charbon, d'une part sur les terrains métamorphiques de l'arc septentrional, d'autre part sur ceux des axes ou « intumescences métamorphiques » médianes.

Dès lors, si nous avons considéré comme improbable et en tout cas prématuré, d'admettre (cf. Piroutet) des lacunes énormes dans la formation à charbon du sillon, celles-ci sont infiniment probables et même nécessaires sur la lisière nord du sillon ou en bordure d'îles médianes.

Il reste toutefois à les démontrer par une argumentation paléontologique et stratigraphique serrée [1].

2. *Lisière de l'arc ou de la voussure méridionale.* — On verra, d'après nos levers (f. 6) et également dans le chapitre intitulé Essai tectonique, que les plis cénozoïques du bassin de Bourail se sont

1. Et nous craignons que ce ne soit pas une tâche aisée. Notons encore que les lacunes ne seraient pas toutes nécessairement liées au mouvement transgressif sur une aire émergée, mais pourraient aussi être dues au balayage de zones peu profondes par des courants.

modelés sur une voussure du substratum, d'où la disposition arquée des plis Cap Goulvain-Bourail. C'est ce que nous dénommons l'arc méridional. Dans cette région apparaissent, à diverses périodes, des faits stratigraphiques tout à fait remarquables. D'abord, au Permo-Trias, sur la côte occidentale de Moindou à Bouloupari, des fluctuations sub-littorales. Nous les avons évoquées à propos des grauwackes, d'après les études de Piroutet, mais J. Avias donnera de cette région une étude détaillée. A l'Éocène (supérieur) nous verrons la mer transgresser sur les terrains liasiques de la région du creek Aymes. Durant la période de la formation à charbon, le fait remarquable est le dépôt, dans la vallée de la Boghen, mais surtout sur le versant Moindou, de très importantes masses de grès et arkoses avec charbon, qui contrastent avec la composition essentiellement argileuse de la formation à charbon dans tant d'autres régions. Ces dépôts détritiques ne correspondent pas par hasard à l'emplacement de la voussure qui fait si largement apparaître le Permien, le Trias et le Lias à partir de Moindou. Ils témoignent d'une aire émergée, saillie de la voussure, qui pourrait avoir été située au SW de la côte actuelle. Mais on ne doit pas perdre de vue non plus le bombement métamorphique de la haute Boghen, séparé des terrains sédimentaires par un laccolite péridotique. Il aurait pu, lors du dépôt de la formation à charbon, être haut-fond ou même en partie émergé.

De toute façon, aux alentours de cette voussure méridionale, c'est-à-dire près du col de Boghen on doit donc encore s'attendre à la grande probabilité de lacunes dans la formation à charbon.

Conclusion générale sur l'extension chronologique. — La formation à charbon comporte des terrains, non encore signalés, d'âge jurassique supérieur, peut-être albien (?) et sénonien. Les relations normales entre le Jurassique supérieur et les parties crétacées de la formation n'ont pu être élucidées. La régularité des faciès dans la formation suggère, dans le sillon néocalédonien, une sédimentation régulière, sans oscillation notable ni prolongée. La notion d'un mouvement transgressif par étapes, oblique et même quasi-longitudinal par rapport à l'île [Piroutet, 1917], doit être rejetée car elle n'est fondée que sur une notoire insuffisance des jalons paléontologiques.

Par contre, sur les bords du sillon : lisière de l'arc métamorphique septentrional, lisière de la voussure méridionale, et sur les bords des axes ou « intumescences » métamorphiques médians, des lacunes sont extrêmement probables. Sans doute à diverses époques : Jurassique — peut-être Lias supérieur (cf. charbon de la haute Noembre), Albien ? (cf. charbon de Tiéta) des îles surgissaient, d'où descendaient, avec des apports grossiers, des végétaux. C'est là une embryogénie de guirlande insulaire.

B. « *STRATIGRAPHIE* » *LOCALE.* — Piroutet a établi une échelle locale des terrains s'échelonnant du Portlandien au Sénonien [p. 126-131]. Il distingue quatre étages désignés par des noms locaux. Certains sont subdivisés en « séries » et en « niveaux ». Ces divisions ont toutes été établies *au S du col de Boghen*, c'est-à-dire en dehors de notre secteur.

Parmi les fossiles caractérisant ces étages locaux, nous n'avons actuellement retrouvé, dans notre secteur, que les *Kossmaticeras*[1]. Ce n'est donc pas à nous qu'il appartient de formuler une opinion sur leur validité. Certaines de ces divisions semblent bien fondées sur de bons fossiles (Ammonites), notamment l'étage de La Foa et, dans l'étage de Saint-Vincent, les niveaux de Bangou et du Cocétolocoa. Les déterminations de Piroutet, qu'il eut été bon de pouvoir reprendre[2], présentent l'incontestable intérêt de montrer qu'en empilant *sur une seule verticale* des gisements

1. Il reste possible, toutefois, que certains de nos Lamellibranches non déterminés soient identiques à ceux de Piroutet.
2. Voir ce que nous avons dit, note 2, p. 8, à propos des matériaux de Piroutet.

fossilifères *disjoints*, on parvient à constituer une série assez complète, allant du Portlandien à *Berriasella* jusqu'au Sénonien [1].

Mais nous devons faire observer que ces « étages » et, plus généralement divisions, *ne sont pas susceptibles d'une cartographie*, en raison de la grande homogénéité des faciès. Jusqu'à maintenant, à l'exception du « niveau du Cocétolocoa », à *Kossmaticeras* cf. *bhavani*, il semble bien que chacune de ces subdivisions ne soit guère paléontologiquement démontrée qu'en de très rares points, et qu'on ne puisse pas la « suivre ». Est-il bien justifié de parler d'« étage », même local, là où il n'existe que « jalons » ponctuels qu'aucune différenciation lithologique un peu continue ne permet d'extrapoler ? Cette remarque s'applique en particulier aux « niveaux » constitués de grès, dont la disposition est hautement lenticulaire.

Quoiqu'il en soit de la stratigraphie locale de Piroutet en divers points au S du col de Boghen, celle-ci ne peut être étendue à notre secteur. On ne peut pas suivre et cartographier des étages locaux et *nous n'avons pu distinguer que les zones avec grès, arkoses et poudingues par un figuré de faciès*. De plus, le Sénonien a été indiqué par la lettre « s » partout où ont été découverts des *Kossmaticeras*, et le Jurassique supérieur du bassin de Poya a été indiqué par une couleur spéciale parce que son extension est relativement bien délimitée et que la densité des gisements d'*Inoceramus* y est suffisamment grande.

Une dernière observation doit être faite à propos des assimilations stratigraphiques de Piroutet. Même si l'on maintenait intégralement les déterminations paléontologiques de cet auteur certaines assimilations devraient être revisées à la lumière de données plus récentes. Par exemple, le niveau *h* de la série B de l'étage de Moindou contient, d'après Piroutet [p. 129-131], une *Trigonia* sp. rencontrée à un niveau très élevé des « Rolling Downs » du Queensland. A l'époque où Piroutet écrivait [p. 131], il était admis que les Rolling Downs montaient jusque dans le Cénomanien et même le Turonien. Or, aujourd'hui, il est admis [*Whitehouse, 1926* et *Browne, 1950*, p. 502] que la partie supérieure des Rolling Downs ne dépasserait pas la limite supérieure de l'Albien. Il faudrait donc alors maintenir le niveau *h* au-dessous du Cénomanien.

Comparaisons avec les régions voisines.

1. Faciès. — *En Nouvelle Guinée* le Callovien et l'Oxfordien sont représentés notamment par des shales argileux, quelquefois micacés, gris sombre, avec des nodules siliceux fossilifères [*Glaessner, 1942*, p. 45-46]. Les terrains rapportés au Crétacé (Aptien-Albien-Cénomanien) sont des mudstones massifs ou finement lités, gris à gris bleu, des lits épais de grès glauconieux, des grès tufacés, des grès calcaires [*Browne*, p. 669]. Il est difficile de se rendre compte des analogies de faciès à travers les variations terminologiques mais il semble bien qu'au moins le Callovo-Oxfordien de Nouvelle Guinée ressemblerait passablement à celui du bassin de Poya.

En Nouvelle Zélande, d'après les documents à notre portée [*Willett, in Geol. Survey..., 1948*, p. 14] le Jurassique (incluant le Lias) est représenté par des grès, mudstones et conglomérats, rarement par des sables verts. Les grès ont été rapportés à différents types, certains argileux, d'autres à « boulets ». Malheureusement aucune description pétrographique assez précise n'est à notre disposition.

Les géologues néozélandais considèrent le *Trias et tout le Jurassique* comme une unité lithologique : le « système d'Hokonui » et précisent même qu'en certains points les lits à *Inoceramus*

1. Dans cet esprit, Piroutet écrit [p. 132] : « Cette série, constituée par des dépôts identiques... et qui paraît bien s'être déposée sans interruption, du moins depuis le commencement de l'étage de la Dumbéa, va donc depuis l'Éocrétacé, sinon depuis le Portlandien, ce qui est infiniment probable, jusqu'au Néocrétacé ».

haasti n'ont pu être clairement séparés du Trias voisin. *La coupure principale s'établit donc, en Nouvelle Zélande, à la fin du Jurassique supérieur. Au contraire, dans notre secteur de Nouvelle Calédonie, elle s'établit entre le Lias (anté-toarcien) et le Callovo-Oxfordien.*

Quant au Crétacé (Aptien à Sénonien), il est représenté en Nouvelle Zélande [*Finlay* et *Marwick, in Geol. Survey..., 1948,* p. 17 à 19] par des grès tufacés sombres, indurés, grès, mudstones, siltstones siliceux, argilites noires ou blanchâtres et quelquefois des conglomérats. Il semblerait que, dans l'ensemble, il soit plus grossier que le Crétacé de notre secteur (à part les lentilles gréseuses) et présente une moins grande régularité lithologique. Il lui arrive de contenir des concrétions calcaires à Ammonites (formation d'Otamatea, North-Auckland).

En Australie, la lithologie des « Rolling Downs » (Roma et Tambo — Aptien et Albien) est assez homogène. Ce sont des shales bleu gris ou des mudstones avec quelques lentilles calcaires, des grès fins argileux ou calcaires. Les mudstones de certains horizons contiennent un grand nombre de concrétions fossilifères, et certains lits kaoliniques des *nodules de barytine.* Sédiments fins et concrétions évoquent notre formation néocalédonienne. De plus, on rencontre dans les Rolling Downs de petits fragments de plagioclase frais et, à la base des Roma, des intercalations de grès tufacés, qui ne manquent pas de rappeler les plagioclases et les grès feldspathiques sporadiques de la formation à charbon néocalédonienne.

En Australie, on considère que ces faits suggèrent une activité volcanique intermittente, mais la seule preuve d'activité volcanique importante est apportée par des tufs rhyolitiques, trachytiques et andésitiques du SE du Queensland ; ces manifestations se placeraient vers le Barrémien. En Nouvelle Calédonie, des coulées (andésitiques et rhyolitiques) précèdent, d'après Piroutet [p. 131 et 132] le « Moindou A » à *Exogyra* cf. *couloni* et se placeraient donc vers la base du Crétacé. Si l'on voulait admettre, sur la base de la seule *Exogyra,* un âge hauterivien, les coulées calédoniennes seraient anté-barrémiennes. En laissant de côté cette précision excessive, on peut dire qu'en Nouvelle Calédonie comme en Australie, des émissions volcaniques auraient eu lieu au Crétacé inférieur, avant l'Aptien. Mais la question des émissions volcaniques crétacées mérite d'être revue ; elle le sera par A. Arnould.

Il est intéressant de noter qu'en Nouvelle Guinée, une activité volcanique du Crétacé inférieur serait également reflétée par des grès tufacés dans la vallée de Wahgi ; mais ici elle atteindrait l'Aptien [*Browne,* p. 670]. En Nouvelle Zélande, des grès tufacés et des conglomérats à roches ignées basiques sont connus dans le « Taitai » (Aptien) et, sur la péninsule de Banks, les andésites et basaltes les plus anciens seraient probablement d'âge jurassique terminal ou crétacé basal [*Reed, in Geol. Surv., 1948,* p. 43]. Il est donc probable que, dans ces diverses régions, une *vulcanicité d'âge crétacé inférieur* ait eu lieu mais il est actuellement impossible de paralléliser avec plus de précision. *Et on notera que, de toute façon, la vulcanicité de cet âge en Nouvelle Calédonie fut de volume très restreint.*

2) Age. Mouvements. — La bibliographie actuelle fait ressortir clairement un fait de grande importance et qui mérite d'être précisé. *Sur la majeure partie de l'Australie, en Nouvelle Zélande et en Nouvelle Guinée, on ne connaît aucun Crétacé marin antérieur à l'Aptien.*

En Australie, l'Aptien aurait été marqué par une grande transgression dans le « Great Artesian Basin » et la mer se serait retirée de ce bassin dès la fin de l'Albien. En Nouvelle Zélande, le Crétacé commence avec le « Taitai », considéré comme Aptien, mais monte jusqu'au Sénonien, peut-être même jusqu'au Maestrichtien. En Nouvelle Guinée, on ne connaît pas encore de formations anté-aptiennes et Glaessner [*1942,* tableau p. 80] place, avec un point d'interrogation, un hiatus sur tout le Crétacé anté-aptien. Cet auteur écrit qu'un hiatus similaire mais encore mal défini existe en Nouvelle Calédonie. Effectivement ce hiatus est fort mal défini et on ne doit

pas perdre de vue que l'*Exogyra* cf. *couloni* de l'étage « Moindou A », si elle était confirmée, tendrait peut-être plutôt à plaider en faveur d'un Crétacé anté-aptien (Hauterivien ?).

D'autre part la question des relations entre le Jurassique supérieur et le Crétacé reste ici ouverte. Piroutet indiquait déjà que « nulle part on ne peut voir les couches de la Foa (Portlandien) en rapport avec l'étage de la Dumbéa ». De même nous avons noté que nous n'avons pu voir les relations normales entre le Jurassique supérieur du bassin de Poya et les terrains crétacés. *Ainsi la question d'un hiatus général d'une partie du Crétacé inférieur reste pendante en Nouvelle Calédonie.* Mais ce hiatus pourrait bien se présenter en lisière de l'arc septentrional, en particulier, dont nous avons vu qu'il aurait pu émerger lors d'une phase « cimmérienne jeune » (cf. formation de la Congo).

Cette question présente une particulière importance pour l'histoire du géosynclinal papou. Si nous prenons pour base la Nouvelle Zélande nous constatons en effet qu'entre le Jurassique et les dépôts crétacés s'intercale une *importante phase orogénique* : la phase qui a affecté le système d'Hokonui (Trias et Jurassique) ; cette phase a été suivie d'une profonde érosion. Ensuite la mer crétacée n'occupait plus qu'un géosynclinal oriental, depuis East Cape dans l'île du Nord, jusqu'au S de l'île du Sud. Par contre, il ne semble pas encore démontré qu'une telle orogénèse *cimmérienne jeune* ou *pacifique* ait plissé la Nouvelle Guinée [*Browne*, p. 68].

GISEMENTS MINÉRAUX ASSOCIÉS A LA FORMATION (Appendice). — Ce sont essentiellement des charbons. Leur âge est variable :

1) Charbons peut-être d'âge liasique supérieur (?) de la haute Noembra ; 2) Charbons crétacés, peut-être albiens (?) de Tiéta (bassin de Voh).

Les uns et les autres sont des *houilles maigres anthraciteuses* sans grand intérêt économique, dont nous donnerons ultérieurement une étude détaillée.

Les nodules de barytine ne présentent aucun intérêt pratique.

LES ROCHES IGNÉES EN PLACE DANS LES FORMATIONS (NON MÉTAMORPHIQUES) ANTÉ-ÉOCÈNES

Localisation. — En dehors des microdiorites porphyritiques et des rhyolites albitiques déjà signalées dans la formation de la baie de Néhoué, en dehors également des serpentines, qui s'introduisent pratiquement dans toutes les formations, nous n'avons à mentionner ici que peu de roches ignées. Pour celles qui sont associées aux terrains métamorphiques nous renvoyons au chapitre réservé à ceux-ci. Il est plus logique, en effet, de ne pas dissocier l'étude des transformations des roches ignées dans les régions métamorphiques de celle des paraschistes encaissants — car les unes et les autres présentent au moins un caractère commun important (front de glaucophane). Dès lors les roches que nous retiendrons ici sont peu nombreuses, de volume restreint, et de composition bien homogène.

Nous n'avons pas rencontré de roches d'épanchement dans la formation à charbon. Tous les types étudiés ici sont des roches finement grenues, doléritiques, intrusives dans des terrains anté-éocènes et très vraisemblablement antécrétacés. Cependant il se pourrait que des affleurements de roches effusives — toutefois peu importants — nous eussent échappé.

Elles ont toutes été rencontrées dans le fond du bassin de Poya (fig. 2) : vallée de la Poya — vallée de la Néquipin et sur le flanc nord-est du massif Katepouenda-Guaradodou, soit dans des grauwackes, soit dans des schistes noirs callovo-oxfordiens à *Inoceramus*, soit au contact de grauwackes et de séricitoschistes (vallée de la Néquipin). La question de leur âge sera brièvement discutée plus loin.

Piroutet, qui n'a pu pénétrer dans cette région, ne peut faire état de ces roches. Pour les autres régions de la chaîne centrale et de la côte orientale il mentionne surtout, dans sa très brève étude des roches éruptives [p. 245], les types pétrographiques suivants : diabase, basalte, andésite augitique. Il n'en donne toutefois aucune description valable qui pourrait permettre une comparaison avec nos roches.

Étude pétrographique.

Ces roches présentent une structure finement grenue, à tendance *doléritique*, mais ne réalisent jamais parfaitement la structure doléritique typique. On n'observe jamais de fond microlitique.

Plagioclases en général très troubles, damouritisés et difficilement déterminables. Quand ils sont assez frais pour permettre une détermination, nous les reconnaissons comme des andésines à environ 35 % d'anorthite. Cette identité de composition avec les plagioclases des grauwackes est importante. De même, dans l'Éocène, nous retrouvons le même reflet entre plagioclases du flysch de Bourail et plagioclases des coulées basaltiques, au moins *pro parte* contemporaines de ce flysch.

Augite. — Sa présence n'est pas constante ; une seule fois nous l'avons observée absolument indemne d'épigénie en hornblende (éch. 510, haute rivière Nogromou).

Hornblende commune. — C'est le minéral ferro-magnésien le plus constant dans ces roches. Elle est tantôt verte, tantôt brune, ou les deux à la fois, avec toutes les transitions de couleurs

et de pléochroïsme dans une même préparation. Il est manifeste, dans certains cas, que cette hornblende prend naissance, au moins principalement, par épigénie de l'augite. Par exemple, dans un échantillon provenant de Goïpin, S^t 415 (éch. 438) on voit apparaître, de préférence sur les bords des plages d'augite, mais aussi en facules au cœur de ces plages, de la hornblende verte ou vert brune ou brune. Cependant certaines plages de hornblende se rencontrent isolées et ne montrent aucune relation avec l'augite (éch. 448, S^t Taroimba, vallée Néquipin). Enfin la hornblende peut, dans certaines préparations, exister seule en l'absence complète d'augite.

Chlorite. — Sa présence est constante, en belles lames de biréfringence variable, même à l'intérieur d'une même préparation. Souvent, à cette chlorite, sont associés : du mica blanc et plus rarement de la biotite. Par exemple, dans certaines plages chloriteuses (448) on observe l'association triple : mica brun — chlorite — mica blanc, avec une alternance plus ou moins régulière, lame par lame. Il n'est pas aisé d'établir les relations, s'il en est, entre les chlorites et les autres minéraux ferro-magnésiens. Certaines plages chloriteuses contiennent de petits îlots d'augite, ce qui laisserait à penser qu'elles pourraient dériver de celle-ci ; d'autres sont contiguës à de la hornblende verte ou vert brunâtre ; d'autres enfin ne montrent aucune relation de position par rapport à l'augite ou à la hornblende.

A propos de la biotite notons que son mode de localisation est tout à fait particulier. Ce minéral ne se rencontre pas en lames isolées, indépendantes des autres minéraux, mais en contact absolument constant avec des grains d'ilménite. Le plus souvent les lames de biotite apparaissent dans le contact de mica blanc ou de chlorite et d'ilménite. Ceci montre que : ou bien le fer titané et la chlorite sont contemporains, ce qui est fort probable et la formation de biotite est conditionnée par une concentration locale de fer ; ou bien la chlorite est postérieure au fer titané et, au moment de sa formation, du fer emprunté au minerai est passé dans sa constitution. Il faut donc considérer la biotite de ces roches comme un minéral « magmatique tardif » au sens large, au même titre que la chlorite et le mica blanc.

Quartz. — Il est toujours présent en abondance variable, mais le plus souvent en volumes importants. Ou bien il remplit simplement les interstices entre les autres minéraux, ou bien il entre aussi dans des *associations micropegmatitiques* avec les plagioclases (438, 448) ; mais ces micropegmatites ne sont pas constantes. La présence constante de quartz dans ces roches est leur caractère le plus remarquable et les rapproche des basaltes paléogènes.

Ilménite, avec frange de leucoxène, constante. Ses formes sont fréquemment lobées ce qui montre qu'elle est au plus contemporaine des autres silicates et que la fin de sa cristallisation n'est pas antérieure à celle de ces autres silicates.

Très accessoirement peuvent apparaître de la calcite, de l'épidote pistacite (rare) : cette épidote est incluse soit dans du plagioclase, soit dans des plages chloriteuses.

Composition chimique. — Trois analyses, ainsi que leurs paramètres calculés suivant la méthode Cipw-Lacroix, sont consignés dans le tableau qui suit. Ces roches sont :

1. *Microdiorite quartzique* à hornblende verte. Gisement : affluent de la Nogromou, au NE du Guaradodou (505). Dans série de grauwackes et schistes noirs alternants. La grande abondance de la silice dans la norme, par rapport à celles des deux autres échantillons, est vérifiée au microscope par une teneur en quartz tout à fait élevée.

2. *Microgabbro légèrement quartzique*, à augite et hornblende (verte et brune). Gisement : S^t 415, à 1.800 m au NE de Goipin, bassin de la Poya (438). Apparemment dans schistes noirs à *Inoceramus* (Jurassique supérieur).

3. *Microgabbro légèrement quartzique*, à augite et hornblende (verte et brune). Près du S^t 278 *b*, à 1.500 m au SW du S^t Taroimba, vallée de la Néquipin, bassin de la Poya (448). Grosse lentille entre grauwackes du S^t Moindoua et séricitoschistes de la haute Néquipin.

	1	2	3
SiO_2	54.20	49.60	49.90
Al_2O_3	13.50	14.70	14.50
Fe_2O_3	3.80	1.95	2.80
FeO	8.55	10.75	10.20
MnO	0.22	0.30	0.31
MgO	3.30	5.70	5.50
CaO	9.10	9.70	9.45
Na_2O	1.25	2.60	2.70
K_2O	0.25	0.50	0.30
TiO_2	1.70	1.20	1.40
P_2O_5	0.43	0.20	0.26
S (total)	0.13	0.16	0.11
H_2O —	0.22	0.16	0.15
H_2O +	3.20	3.00	2.65
CO_2	—	traces	traces
	99.85	100.52	100.23

Compositions virtuelles.

	1	2	3
Q	20.96	0.69	2.76
Or	1.39	2.78	1.67
Ab	10.48	22.00	23.06
An	30.44	26.96	26.41
$CaSiO_3$	5.04	8.47	7.89
$MgSiO_3$	8.25	14.20	13.75
$FeSiO_3$	9.77	16.30	14.32
Ma	5.57	2.78	4.18
Ilm	3.19	2.28	2.74
Pr	0.24	0.30	0.18
Ap	0.93	0.31	0.62
H_2O	3.42	3.16	2.80
	99.68	100.23	100.38

Paramètres.

1	2	3
II'.'4.4'.(4)5 [2.1.'2.3']	III.5.'4.(4)5 [1(2).1.2.3]	III.5.'4.'5 ['2.1.2.3]

An. C. T. A. C. C. N. R. S.

Composition chimique des roches ignées en place dans les formations (non métamorphiques) anté-éocènes.

On pourrait, en étirant un peu le terme, appeler toutes ces roches des *dolérites quartziques*. On comparera les analyses brutes, les normes et surtout les paramètres de 2 et 3, à ceux du basalte paléogène (258) du bassin de Bourail (p. 125). *Ce basalte peut être considéré comme l'équivalent effusif des roches microgrenues* 2 *et* 3. *La « consanguinité » est nette* (sous-saturation de la silice et présence de silice exprimée).

Age de ces roches ignées.

Nous observerons tout d'abord que :

1) de la consanguinité on ne peut pas conclure au synchronisme, 2) nous n'avons pas pu, étant donné la mauvaise présentation des affleurements, étudier les contacts avec les terrains sédimentaires, 3) cependant la structure même de ces roches montre qu'elles sont intrusives. Si, comme nous le croyons — mais n'en sommes pas absolument certain — l'une d'entre elles (2) est intrusive dans du Jurassique supérieur, son âge pourrait s'emplacer, en tenant compte d'autres données, entre le Jurassique supérieur et la base du Miocène. Elle pourrait évidemment être contemporaine des émissions basaltiques paléogènes. Il semble même que ce serait l'hypothèse la plus vraisemblable si l'on considère que ces roches ne sont pratiquement pas déformées ; alors que, pourtant, la région où on les rencontre est très intensément plissée.

Mais il est important de souligner que des roches probablement très comparables ont dû se mettre en place dans la fosse néocalédonienne ou non loin d'elle dès l'« époque » des grauwackes.

Nous avons noté, en effet, que la formation des grauwackes contient en abondance : de gros plagioclases de même composition que ceux des roches que nous venons d'étudier, de l'augite et même un peu de hornblende commune brune, tous ces minéraux présentant le même ordre de grandeur dans les grauwackes que dans les roches ignées. Ils ont été observés dans beaucoup de préparations de grauwackes contenant *Pseudaucella marshalli*. Par contre, nous avons remarqué qu'une grauwacke à *Entomonotis* (500, haute Nounin) ne contient pas d'augite, mais beaucoup de microgalets de la roche microlitique que j'ai présumée être « allochtone ». Cette observation isolée ne saurait permettre d'affirmer que l'apparition de l'augite, donc la mise en place de roches gabbroïques, eut lieu entre le Trias supérieur et le Lias à *Pseudaucella*. L'affirmation serait même en contradiction avec l'identité des plagioclases des grauwackes, quel que soit le niveau stratigraphique.

On doit donc seulement penser que des mises en place de (micro) gabbros ou diorites, peut-être tout à fait comparables à ceux que nous venons de décrire, ou de leurs équivalents effusifs (dacites) ont eu lieu dès avant le Lias à Pseudaucella.

Où avaient lieu exactement ces mises en place ? Comment s'échelonnèrent-elles dans le temps ? Furent-elles accompagnées, comme c'est probable, de coulées synchrones ? Autant de questions en suspens auxquelles on pourra peut-être partiellement répondre lorsqu'on disposera de tous les résultats de J. Avias sur la bande permo-triasico-jurassique de la côte ouest (Moindou — baie de Saint-Vincent). Dans cette bande, où apparaissent des roches *épanchées* (dacites), la stratigraphie est en effet beaucoup mieux jalonnée que dans l'axe de la chaîne.

Quoi qu'il en soit, il est des raisons de penser que des roches de composition gabbroïque ou dioritique — présentant sans doute le caractère commun d'une sous-saturation de la silice (et montrant du quartz exprimé) — se sont largement échelonnées dans le temps : depuis le Lias au moins jusqu'au Paléogène.

Comparaison possible avec l'Australie et d'autres régions australes ? — Browne [*1950*] indique qu'en N. S. Wales et en Tasmanie on rencontre, dans le Trias, des roches intrusives : diorites quartziques, *dolérites quartziques avec micropegmatite interstitielle* (cf. nos roches). Ces roches ressemblent beaucoup à celles de la mer de Ross et de la terre Adélie, dans l'Antarctique. En Australie elles n'ont pu être datées avec précision ; certaines seraient d'âge tertiaire, d'autres probablement crétacé tardif, d'autres enfin peut-être *mésozoïques*. Par leurs relations tectoniques et leur époque d'intrusion elles ont été comparées avec les dolérites du Karroo, certaines dolérites intrusives dans le Permien et le Trias d'Amérique du Sud, dans le Trias (?) de l'Antarctide [*Browne*, p. 442]. On voit qu'on aurait là peut-être une « province pétrographique australe » (aux temps mésozoïques ?) à laquelle la Nouvelle Calédonie pourrait être rattachée.

LES FORMATIONS ÉOCÈNES

Sommaire. — Il ne nous a pas été possible de nous rallier à la stratigraphie de l'Éocène proposée par Piroutet. Pour notre secteur, nous avons adopté une division en deux termes : Éocène I et Éocène II, séparés par un épisode de plissement et d'importants remaniements.

L'Éocène I (formation 8 de la carte) est représenté par une puissante formation de phtanites avec de nombreuses intercalations, de calcaires à grain fin, gris ou roses, à *Globigerina* et *Globorotalia*. En d'autres points (partie sud-est du bassin de Bourail), des lentilles de calcaires à *Discocyclina* et *Nummulites* s'emplacent sans doute dans la portion haute des phtanites.

L'association grandes *Globigerina-Globorotalia*, les affinités de ces *Globotoralia*, et la continuité du passage de la formation à charbon à la formation phtanitique et calcaire, démontrent la présence d'Éocène inférieur (anté-Lutétien).

L'Éocène II (formations 9 *a* et 10-9 *b* de la carte) comporte des faciès sédimentaires et des faciès volcaniques. En dehors des passées sédimentaires mêlées aux coulées volcaniques, les faciès uniquement sédimentaires de cet Éocène II sont limités principalement à la région littorale Cap Goulvain-Bourail-Creek Aymes. Les caractères les plus remarquables de cette formation, ou « *flysch* de Bourail » (9 *a*) sont : la présence de nombreuses lentilles de brèches remaniant l'Éocène I, particulièrement abondantes et grossières le long des rides anticlinales d'Éocène I — la présence extrêmement fréquente d'augite et de plagioclases identiques à ceux des coulées volcaniques proches — l'absence, dans la microfaune, de l'association *Globigerina-Globorotalia* et la grande prédominance des *Discocyclina* (*s. l.*) et autres grands Foraminifères. On peut, au moins schématiquement, paralléliser l'Éocène II avec le Tertiaire *b* des Indes orientales, sensiblement équivalent à l'*Éocène supérieur*. Localement il peut exister entre l'Éocène I et l'Éocène II une lacune correspondant au début de l'orogénèse cénozoïque.

De l'autre côté des rides anticlinales de Bourail, c'est-à-dire au NE, la formation du flysch est absente et, au-dessus de l'Éocène I, on ne rencontre plus que des coulées sous-marines de basaltes α, avec des passées sédimentaires : notamment argillites et jaspes rouges et bruns avec lentilles d'oxyde de manganèse, syngénétiques. Ce cortège d'épanchement (10-9 *b*) constitue, après les péridotites, la formation la plus étendue dans l'île. Quelques interdigitations des basaltes avec le flysch et surtout le reflet, dans le flysch, d'une activité volcanique proche de son aire de dépôt, suggèrent la contemporanéité, au moins partielle, des basaltes et du flysch. Les basaltes sont donc en partie éocènes, mais ils ne le sont pas tous nécessairement et certains pourraient dater de l'Oligocène.

Ces éléments permettent d'esquisser, au moins pour le bassin de Bourail, un schéma paléogéographique. Après le dépôt de l'Éocène I, une ligne de rides, progressivement déversées au S et au SW, a divisé le bassin de Bourail en deux aires. Celle située au NE des rides était le siège des coulées volcaniques sous-marines. Dans celle située au SW se sédimentait le flysch : les fragments empruntés aux flancs sud-ouest des rides formaient les brèches. Vers le SE, consécutivement à ce premier épisode orogénique, la mer transgressait sur les terrains liasiques de la voussure méridionale.

Pour les autres régions, il est délicat de donner une esquisse paléogéographique. En l'absence de faciès littoral de l'Éocène I il est difficile de savoir jusqu'à quel point l'arc septentrional, mobile aux temps antérieurs, fut submergé à l'Éocène.

D'autres formations, éocènes ou présumées telles, ne sont pas clairement interprétées. Ce sont la formation de la Poualoa, dans le bassin de Pouembout, et la formation des brèches de la rivière Buadio, dans le bassin de Koumac. En raison de l'absence de microfaune et de leurs caractères lithologiques particuliers, elles sont décrites indépendamment et leur corrélation stratigraphique avec l'Éocène II n'est suggérée qu'à titre d'hypothèse tout à fait provisoire.

Des comparaisons avec l'Éocène de Nouvelle Zélande, de Nouvelle Guinée et des Indes orientales ne montrent que des analogies lithologiques et stratigraphiques, en général fragmentaires et lointaines. Cependant l'Éocène de la Nouvelle Guinée sud-orientale (région de Port-Moresby) ressemble passablement et sur-

tout à l'Éocène I néocalédonien. L'orogénèse cénozoïque majeure et le volcanisme associé sont, en Nouvelle Calédonie, nettement plus précoces qu'en Nouvelle Zélande et en Nouvelle Guinée. Ces régions étaient encore en pleine activité orogénique et magmatique bien longtemps après la stabilisation de la Nouvelle Calédonie.

***

Connaissances antérieures sur l'Éocène. Discussion préliminaire. — Les résultats auxquels nous sommes parvenus sont en contradiction avec ceux de Piroutet, repris par trois auteurs récents, et nous devons ici, contrairement à ce que nous avons fait dans les précédents chapitres, analyser d'abord avec un soin plus particulier les bases des conclusions antérieures.

Au début de ses recherches, Piroutet [1903] avait déterminé des Nummulites éocènes comme *Nummulites pristina* Brady, et annoncé la présence de Carbonifère. Mais peu après, en association avec J. Deprat [1905], il rectifiait cette erreur et annonçait l'existence de dépôts éocènes. Deprat seul donna la même année [1905 *a* et *b*] deux notes complémentaires dont l'une apporte surtout une liste et des descriptions micropaléontologiques ; description de deux nouvelles espèces : *Orthophragmina umbilicata* Deprat et *O. pentagonalis* Deprat et détermination de Nummulites et d'Orthophragmines, dont certaines sont rapportées à des espèces javanaises. Piroutet [1917, p. 180] a protesté contre l'utilisation de ses matériaux par Deprat. En tout état de cause, pour ce qui concerne la stratigraphie de l'Éocène, il faut s'en rapporter à la thèse de Piroutet [1].

Cet auteur a distingué trois étages [2]. Son « étage inférieur » est défini dans la baie de Saint-Vincent c'est-à-dire loin au S de notre secteur, et nous ne pouvons nous prononcer sur sa validité [3]. Ses étages « moyen et supérieur », par contre, sont largement représentés dans notre secteur, notamment dans le bassin de Bourail. L'étage « moyen » ou des « schistes sphéroïdaux » — anciens « schistes noduleux triasiques » de Pelatan — est, en effet, remarquable par une fréquente altération superficielle sphéroïdale. De nombreuses portions de cet étage sont bréchiques et leurs éléments sont des « silex jaspoïdes et des calcaires ». Ces brèches « constituent une masse puissante à la partie supérieure de l'étage » [p. 183].

Nous voyons apparaître ici l'impossibilité de la stratigraphie de Piroutet. *L'« étage moyen », en effet, ne contient ici aucune intercalation stratigraphique de « silex jaspoïde et de calcaires » susceptible d'avoir fourni les éléments des brèches. Ces roches constituent, au contraire, l'essentiel de l'étage que Piroutet considère comme « supérieur »*. Piroutet écrit encore que l'étage supérieur « repose, dans certains cas, sur la surface fortement ravinée de l'étage moyen » [p. 185] [4].

Étudiant en détail l'Éocène du bassin de Bourail, cet auteur note très justement [p. 221] que, lorsque l'on se déplace du SW au NE, les brèches deviennent de plus en plus fréquentes et que la taille de leurs éléments constitutifs augmente ; que la brèche qu'il qualifie de « supérieure » contient des fragments de calcaires à Globigérines. Il évoque des « périodes d'exhaussement avec exondation de dépôts calcaires et siliceux ». Par contre, nous ne pouvons plus suivre Piroutet lorsqu'il voit [p. 222-23], à la base des « caillasses siliceuses » de l'étage supérieur, un poudingue dont les éléments remaniés seraient empruntés à la brèche supérieure de l'étage moyen. Nous n'avons pu voir, dans l'Éocène de Bourail, que deux grands ensembles sédimentaires : un ensemble de phtanites et calcaires, un « flysch » avec intercalations de brèches. Ces deux ensembles

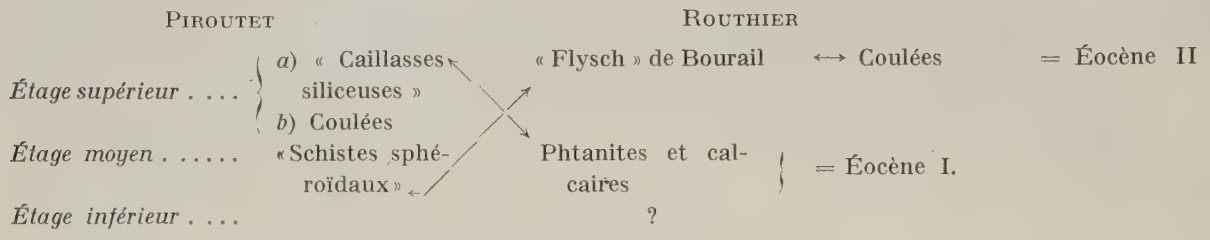
1. H. I. Jensen [1923], après un bref voyage le long de l'île, a cru pouvoir écrire que Piroutet avait attribué une place beaucoup trop large aux formations tertiaires sur sa carte ; cependant, il admettait alors l'existence de Tertiaire. Mais, étrangement, treize ans plus tard [1936], il n'en fait plus mention et ce qu'il écrit notamment du district de Bourail montre qu'il considère comme mésozoïques des formations bel et bien tertiaires. Ainsi cet auteur a fait, à deux reprises et de manières différentes, bon marché des meilleures observations de Piroutet et de celles qui sont le plus aisément contrôlables.

2. Deprat [1905 *b*] a cru pouvoir établir, sans avoir vu le terrain, une stratigraphie de l'Éocène néocalédonien en cinq « assises ». Précision illusoire fondée seulement sur des données micropaléontologiques très controversables.

3. A. Arnould [communication verbale] considère actuellement que les dépôts lagunaires d'Ouitoé, de l'« étage inférieur » de Piroutet, se situent à la base de ce que nous appelons l'Éocène II, et représentent un épisode succédant au plissement de l'Éocène I et précédant la transgression de l'Éocène II, retour du régime marin franc.

4. Mais une surface ravinée, incomplètement observable ou observée, peut s'interpréter à double sens.

sont nos « Éocènes I et II ». *Les fragments remaniés des brèches de l'Éocène II sont essentiellement des roches empruntées à l'Éocène I.* Il est donc rigoureusement impossible de considérer l'Éocène I comme postérieur à l'Éocène II. De plus, nous basant sur des observations de terrain et des considérations pétrographiques, nous considérons les coulées volcaniques que Piroutet plaçait dans son « étage supérieur », au-dessus des phtanites, comme, au moins partiellement, un équivalent latéral du flysch Éocène II. Dès lors, la correspondance entre les « étages » de Piroutet et nos divisions s'établit ainsi :



De cette inversion stratigraphique [1], mise en évidence dans le tableau par des flèches, il résulte que Piroutet figure explicitement comme synclinaux ce que nous considérons comme des anticlinaux. Notamment ses coupes des Trois-Frères et de la rivière Kouri [p. 225 et 226] et de la haute vallée du Cap [p. 229 et 230] interprètent comme synclinales les bandes de « caillasses siliceuses » de cette région. Celles-ci sont au contraire, dans notre interprétation, les « anticlinaux Cap Goulvain-Bourail ».

Cependant, l'interprétation structurale n'est pas partout affectée par cette modification stratigraphique. En effet, le « faciès flysch » de l'Éocène II présente, dans notre secteur, une extension fort circonscrite et se limite à la zone littorale du bassin de Bourail. Presque partout ailleurs l'Éocène II est représenté essentiellement par des coulées sous-marines, avec passées de tufs et de jaspes. Or, dans la stratigraphie de Piroutet comme dans la nôtre, les coulées sont supérieures aux phtanites. En conséquence, les structures principales ne sont, alors, pas modifiées.

***

En ce qui concerne l'âge des divisions de l'Éocène néocalédonien, Deprat et Piroutet se sont appuyés surtout sur les Orthophragmines. Les macroorganismes sont certainement très rares. Piroutet ne cite que quelques Échinides et Serpules de l'étage « moyen » [p. 181 et 200], *Pinna* de l'étage « supérieur » [p. 212], en dehors de notre secteur, et, peut-être dans celui-ci, une lumachelle d'Huîtres (indéterminables) « non loin du Mé Aoui » [p. 222]. Nous n'avons rencontré dans notre secteur que quelques mauvaises traces d'aires ambulacraires d'Oursin à la « Montagne de la Grande Scierie », non loin du creek Aymes, dans l'Éocène transgressif.

Piroutet a donné une longue liste d'*Orthophragmina* qu'il serait, aujourd'hui, superflu de reproduire. Dans le bassin de Bourail, il ne cite [p. 221, etc...] que : *a*) dans l'« étage moyen » : *O. varians* (très petite), *O.* étoilées (dont une à trois branches) ; *b*) dans l'étage supérieur « » : *O.* cf. *pratti*, *O.* cf. *dispansa*, O. cf. *nummulitica*, *O.* cf. *varians* et formes étoilées.

Or il est indubitable qu'un très grand nombre, sinon toutes ces déterminations spécifiques ont été faites sur des plaques minces. La même remarque s'applique sans aucun doute à certaines déterminations de Deprat. Dans notre secteur, qui inclut le bassin de Bourail, l'Éocène ne comporte aucun matériau lavable. Or, on sait qu'aujourd'hui les micropaléontologistes se

1. Inversion qui peut paraître étonnante et qui nous a paru étonnante à nous le premier. En effet, il nous paraissait difficilement concevable que l'on put considérer une série A contenant des éléments remaniés d'une série B comme antérieure à cette série B. C'est pourtant ce qui fut fait. A. Arnould et J. Avias, notons-le, ont admis comme acceptables les grandes lignes de notre stratigraphie pour l'Éocène d'au moins une partie de leurs secteurs.

refusent en général à des déterminations spécifiques sur plaques minces. C'est pourquoi, dans la description qui suit, sauf pour les *Globorotalia*, pour lesquelles sont évoquées certaines affinités possibles, les déterminations se limitent aux genres. Mais, en se basant surtout sur des genres de grands Foraminifères, les géologues hollandais ont élaboré, pour le Tertiaire des régions indonésiennes, une « classification par lettres ». Nous allons montrer qu'il est possible de paralléliser grossièrement notre Éocène II au Tertiaire *b* indonésien, c'est-à-dire sensiblement à l'Éocène supérieur. Et que l'existence, dans la grande majorité des calcaires de notre Éocène I de l'association : grandes *Globigerina-Globorotalia*, plaide fortement en faveur, sinon du Paléocène du moins de l'*Éocène inférieur* (*s. l.*). Et ceci confirme bien que l'« étage supérieur » de Piroutet ne peut être qu'inférieur.

***

Dans ces conditions, nous ne pouvons nous rallier aux vues de Piroutet quant à l'histoire de la mer éocène, pas plus que nous ne nous sommes associé à celles relatives à la mer crétacée. Piroutet admet une lacune et une émersion totale entre Sénonien et Lutétien, lacune aujourd'hui comblée, en partie au moins, par la découverte d'Éocène inférieur. Trois transgressions se seraient succédées à partir du Lutétien (moyen ?). La première n'aurait pas dépassé Popidéry ; la seconde (étage moyen) : Koné-Pouembout ; la troisième aurait recouvert toute l'île. Dans notre interprétation il n'est nullement besoin d'avoir recours à une telle avancée progressive. L'Éocène I est réparti tout le long de l'île. L'Éocène II sédimentaire est limité à un petit domaine : la région littorale de Bourail, qui fut séparée par des rides d'un vaste domaine sous-marin où s'épanchèrent des coulées basaltiques. Il y a là une simple différenciation paléogéographique. Si, en la plupart des points, l'Éocène I succède au Crétacé (formation à charbon), plus rarement l'Éocène sédimentaire transgresse sur des formations plus anciennes : c'est le cas entre le creek Aymes et le Mé Aoui, entre Bourail et Moindou. Par contre dans les bassins de Témala et de Koné-Pouembout, les épanchements paléogènes semblent transgressifs et viennent en contact avec la formation à charbon. A quelques différenciations lithologiques près, qui apparaissent dans quelques bassins : Koumac et Koné-Pouembout, les lignes de la stratigraphie et de l'histoire que nous venons d'esquisser nous semblent les seules que l'on puisse actuellement considérer comme solides [1].

Cependant, nous ne prétendons pas qu'elles doivent s'appliquer de façon rigide à toute la Nouvelle Calédonie. Par exemple, il reste possible qu'en d'autres régions les coulées succèdent à l'Éocène II sédimentaire, et qu'alors une division de l'Éocène en trois termes soit peut-être plus justifiée [2]. Nous reviendrons sur la difficulté de dater les coulées tertiaires, qui ne sont pas toutes nécessairement éocènes. C'est pourquoi, sur la carte, les épanchements paléogènes portent le double symbole : 10-9 *b*, où 9 *b* traduit la contemporanéité partielle avec le Flysch (9 *a*).

Le développement qui suit mettra en évidence, à la fois, les données positives bien acquises et les difficultés qui restent à résoudre.

1. La rédaction de ce chapitre était déjà achevée lorsqu'ont paru les articles de R. Pomeyrol [1951] et de N. Grekoff et Y. Gubler [1951]. Nous l'avons légèrement modifiée, en y introduisant quelques points de discussion, mais celle-ci sera pour l'essentiel donnée dans un paragraphe spécial.

2. D'après une communication verbale de A. Arnould, relative à la région Bouloupari-Nouméa. *Il n'en reste pas moins que la coupure essentielle s'établit suivant les brèches de base de l'Éocène II.*

I. Description des formations éocènes.

A. La formation phtanitique et calcaire. Éocène I (9 a de la carte.)

Cette étude comporte les divisions suivantes :

Faciès siliceux : phtanites et phtanites-grès.

Faciès calcaires :

— calcaires pseudo-lithographiques à *Globigerina* et *Globorotalia* ;
— calcaires grossiers à *Discocyclina*;
— calcaires à Bryozoaires ;
— marnes ;
— dolomies ;
— calcaires divers, sans micro-organismes ;
— calcaires de la zone métamorphique du Diahot.

A l'exception des deux derniers groupes, ces divers faciès sont aisément distinguables sur le terrain et correspondent à autant de *microfaciès* [*J. Cuvillier, 1951*] très caractéristiques.

1. *LES PHTANITES ET PHTANITES-GRÈS.* — Lithologie. — Des roches siliceuses, d'origine au moins en grande partie organique, constituent l'essentiel du volume de notre « Êocène I ». Ces roches noires, à grain très fin, quelquefois en bancs massifs, mais plus souvent en lits minces où alternent des amygdales et des portions étranglées (Pl. XI, fig. 5 et 6) peuvent être qualifiées de *phtanites*. Elles sont toujours dépigmentées aux affleurements et le fer mis en mouvement s'y répartit comme dans les affleurements de la formation à charbon, de façon très capricieuse, en traînées jaunes, rouges ou violacées. Ces affleurements sont souvent complètement formés d'un gravillon de fragments anguleux blancs. C'est à ces affleurements décolorés que Piroutet, et le langage local, ont donné le nom de « caillasses siliceuses ».

Outre des phtanites, c'est-à-dire des quartzites à grain très fin pratiquement dépourvus de fragments clastiques, nous rencontrons ce que nous pouvons qualifier de *phtanites-grès*, c'est-à-dire des roches où l'on peut reconnaître, au microscope, des minéraux clastiques distincts du fond finement cristallin : quartz, plagioclases, éventuellement phyllites, chlorite et même biotite. En fait il n'y a aucune distinction tranchée entre ces deux variétés de roches que l'on ne peut distinguer qu'au microscope. Les phtanites-grès présentent également un grain très fin et, comme les phtanites francs, sont des roches noires à cassure quasi-vitreuse.

Beaucoup de ces roches contiennent de nombreux rhomboèdres de *dolomite*, absolument identique à celle des lits de dolomie noire fréquemment présents dans les phtanites (voir plus loin). Nous avons rencontré de ces phtanites à dolomite notamment en de nombreux points du bassin de Koumac, et près de la Roche Mauprat. En ce dernier point nous avons ainsi un indice minéralogique intéressant pour confirmer l'âge éocène des alignements calcaires de la zone métamorphique du Diahot. La glauconie, exceptionnelle, et la pyrite, beaucoup plus fréquente, se rencontrent accessoirement dans la formation des phtanites.

Composition chimique. — La faible teneur en alumine des an. 9 et 10 (tableau, p. 95) montre bien que la majeure partie de la silice est libre. Le blanchiment superficiel (voir an. 10) ne s'accompagne pas d'une augmentation très notable de la teneur en eau ; il n'y a pas formation d'opale. La seule différence notable entre le phtanite frais et le phtanite blanchi semble être dans le départ de MgO et CaO, correspondant à la dissolution du peu de carbonate que contenait le phtanite initial.

Microfaune. — Les traces d'organismes identifiables dans ces roches ne peuvent être rapportées qu'à des Radiolaires — au total rares (719) (Pl. V, fig. 3 *a*) — surtout à des *spicules de Spongiaires* (Pl. V, fig. 5 *a* et *b*) — enfin à des *Globigerina*. La plupart des spicules observés sont monoaxes. Cependant, dans une préparation (719) ont été rencontrées des formes à quatre branches. On peut donc penser que les Éponges d'où proviennent ces spicules n'étaient pas pour le moins, toutes des Monactinellides. Tous ces spicules sont remplis de calcédoine et non de quartz microgrenu.

La présence de *Globigerina*, épigénisées par de la calcédoine et remplies de calcédoine ou d'oxyde de fer, est indubitable, quoique relativement rare (287, 655, 658) (Pl. V, fig. 4). Nous allons voir l'intérêt de cette observation. Aucun de ces organismes ne permet de préciser l'âge des phtanites. Celui-ci ne pourra être déduit que de la détermination des Foraminifères rencontrés dans les masses calcaires intercalées.

Nous n'entreprendrons pas de décrire en détail la répartition de ces roches, répartition très vaste que l'on pourra suivre sur la carte géologique. Mais il faut attirer l'attention sur la puissance de ces phtanites. Par exemple, dans le large affleurement de la haute-rivière de Koumac, en admettant un pendage moyen de 30° — certainement sous-estimé — la puissance de la formation serait de l'ordre de 2,2 km. Il est vrai qu'elle présente certainement des replis mais, même en en tenant compte, son épaisseur est de l'ordre du kilomètre. Il est fort probable qu'à l'origine et stratigraphiquement cette épaisseur ait été fort variable. Et l'ampleur des affleurements de cette formation dans le bassin de Koumac (f. 2) par rapport au bassin de Bourail par exemple, pourrait fort bien être explicable, en dehors de considérations structurales, par des variations d'épaisseur.

Dénomination. — Il faut justifier la dénomination de phtanites. Dans nos roches les organismes les plus abondants encore reconnaissables sont des spicules d'Éponges. Peut-être alors devrait-on les appeler spongolites (terme créé par Cayeux), Mais nous ne pensons pas que ce terme soit satisfaisant, car il ne traduit pas les caractères macroscopiques de nos roches. Le terme de jaspe qui s'applique, du moins en France et à la suite des définitions de Cayeux, à des roches essentiellement à Radiolaires et calcédonieuses, et celui de lydienne, réservé à des variétés noires de jaspes, ne peuvent s'appliquer.

Par contre, toujours d'après Cayeux [*1929*], le terme de phtanite s'applique à des roches quartzeuses, à grain fin, en principe à Radiolaires. Mais sur ce point Cayeux a fait quelques réserves, qui nous permettent d'y inclure nos roches. S'il est vrai que la microfaune des phtanites précambriens bretons, pris pour type par cet auteur, serait surtout constituée de Radiolaires : « à la vérité, la proportion d'échantillons que leur composition actuelle permet de rattacher aux roches à Radiolaires est des plus restreintes » [p. 339]. Et, concluant pour les phtanites en général, Cayeux écrit [p. 376] : « il est nécessaire de réserver au moins une petite place aux dépôts à spicules d'éponges dans la série des roches-mères des phtanites ». D'ailleurs, il mentionne [p. 285] que dans les « spongolites il faut ranger certaines roches appelées phtanites ». Si l'on ajoute [p. 354] que les phtanites sont « des roches stratifiées en lits continus, formées sur le fond de la mer à la façon des sédiments, à l'exclusion absolue de tous les accidents minéralogiques en milieu calcaire » il apparaît qu'avec le degré d'élasticité nécessaire en matière terminologique, ce terme peut s'appliquer à nos roches, bien qu'il ne soit pas en général adopté pour des roches secondaires et tertiaires.

Origine de la silice. — Nous n'avons pas eu le loisir de pousser l'étude des relations entre roches siliceuses et roches calcaires autant qu'il eut été souhaitable. Néanmoins nous voudrions préciser quelques idées à cet égard.

Nous constaterons d'abord que, puisqu'au moins certaines de nos roches contiennent des organismes initialement calcaires (Globigérines), il y a eu nécessairement des déplacements de silice postérieurement au dépôt du sédiment. En ce sens on peut dire que, sans nul doute, certaines portions, originellement calcaires, ont été silicifiées. De même certains « accidents » siliceux amygdalaires dans les calcaires à *Globigerina* et *Globorotalia* impliquent-ils peut-être, mais pas nécessairement, des migrations de silice.

Encore ne faut-il pas abuser du terme de silicification. Une chose est certaine en tout cas : c'est que, dans les roches siliceuses, les spicules dominent de beaucoup et, dans les roches calcaires, les Foraminifères. En d'autres termes ces roches sont siliceuses surtout là où, au moment du dépôt, étaient abondamment concentrés les spicules d'Éponges. Il n'y a pas lieu de recourir à des mouvements à longue distance de la silice pour expliquer la genèse des faciès siliceux. Cette constatation peut paraître banale mais je pense qu'il n'y a lieu de préciser, dans chaque cas, ce que l'on entend par « silicification ».

Nous ne pouvons donc nous associer à l'idée émise par Pomeyrol [1951, p. 277] d'une silicification *généralisée* de calcaires, aboutissant à une roche à 98 % de SiO_2. D'ailleurs, pas plus que Gubler et Grekoff [1951] cet auteur ne mentionne l'abondance des restes de spicules dans les roches siliceuses.

Au surplus, point n'est besoin d'admettre que toute la silice de ces roches est passée par un intermédiaire organique. Il est fort possible qu'elle soit arrivée dans les eaux marines sous forme colloïdale, permettant la prolifération d'organismes siliceux. A la suite de J. de Lapparent, j'ai admis ce point de vue pour des roches à la vérité assez différentes, les radiolarites alpines. Une telle hypothèse, qui n'est pas nécessaire, permet en tout cas d'expliquer la remarquable pureté de certains au moins de ces phtanites (voir analyse 2). On sait en effet que, lorsque la silice colloïdale passe de l'état de sol à l'état de gel, elle a la propriété de se libérer d'impuretés mécaniques telles qu'impuretés argileuses ou même matériel sableux grossier.

Quoi qu'il en soit, la silicification des calcaires, que je ne nie pas mais que je ne vois pas « généralisée », n'a rien à voir ici avec un phénomène continental. Elle ne présente non plus aucun rapport avec des phénomènes éruptifs, et notamment avec l'émission des péridotites. Si tel était le cas la silicification des calcaires éocènes devrait montrer un rapport de position évident avec ces roches. Il n'en est rien. *Les faciès phtanitiques de l'Éocène ne présentent aucune connexion avec les péridotites.* Et nous devons écarter l'hypothèse [Pomeyrol, 1951, p. 275] suivant laquelle l'origine de la silice se trouverait peut-être dans la « décomposition de la serpentine en péridotite ».

Quant à la question de l'origine ultime de la silice des phtanites elle reste posée, mais on peut suggérer qu'elle proviendrait de la latéritisation d'une ou plusieurs terres « tasmantidiennes » intermédiaires entre l'Australie et la fosse papoue.

2. *LES CALCAIRES « PSEUDO-LITHOGRAPHIQUES » A GLOBIGERINA ET GLOBOROTALIA.* — Lithologie. — Ce sont des calcaires à grain très fin, de couleur gris clair ou rose. Du point de vue minéralogique, ils se caractérisent par les proportions, petites ou infimes, qu'y occupent le quartz clastique, les plagioclases et la glauconie. De nombreuses masses lenticulaires et amygdalaires siliceuses sont rencontrées dans ces calcaires. La très faible teneur en Al_2O_3 (voir an. 1 et 2, p. 95) justifie le qualificatif de « pseudo-lithographique ».

Exceptionnellement on peut rencontrer de la calcédoine, et de la barytine en veinules.

On peut distinguer deux types de ces calcaires : les gris et les roses. Les roses sont riches en pigment ferrugineux et, en général, moins riches en microorganismes que les gris ; ces microorganismes, notamment les *Globorotalia*, y sont mal conservés et à l'état de débris. Peut-être les calcaires roses proviennent-ils d'un remaniement des vases qui ont produit les calcaires gris. En tout cas ils sont intimement associés à ceux-ci ; par exemple, dans le bassin de Bourail, sur l'ancienne route de Néméara à Azareu, près de la concession pour manganèse *JO7* (éch. 360) (fig. 8) et surtout dans le bassin de Koumac, entre le « plateau des Lutteurs » et le S^t Boabi et sur la rive gauche de la haute Néhoué. Si les affleurements de ces calcaires roses sont assez nombreux ils sont de peu d'importance volumétrique par rapport aux calcaires gris, et se présentent en petits lits alternant avec ceux-ci.

Microfaune. — Les *microorganismes* les plus abondants et les plus caractéristiques dans ces calcaires, gris ou roses, sont de grosses *Globigerina* et, beaucoup moins nombreux, des *Globorotalia*. J. Cuvillier suggère, pour ces *Globorotalia*, les affinités suivantes, car on ne peut avancer des déterminations véritables d'après l'examen en plaques minces. Les affinités les plus marquées et les plus fréquentes semblent être avec : *Globorotalia aragonensis* Nuttall (Pl. V, fig. 7, 8 et 9) ; *G. crassata* Cushman, quelquefois avec la variété *aequa* Cushman et Renz (Pl. VI, fig. 1, 2 et 5), toutefois la var. *aequa* présente une périphérie plus anguleuse que les formes que nous figurons ; *G. wilcoxensis* Cushman et Ponton (Pl. VI, fig. 1, 2, 3 et 5) ; *G. velascoensis* Cushman (Pl. V, fig. 4).

Dans les calcaires pseudo-lithographiques nous rencontrons encore parfois de nombreux Radiolaires calcitisés (Pl. V, fig. 6), sphériques ou légèrement fusiformes, dont le remplissage calcitique ne laisse plus apercevoir la structure initiale du test — en quoi ils se distinguent clairement des Foraminifères. Il faut y ajouter probablement des spicules de Spongiaires calcitisés.

Enfin, exceptionnellement, nous avons rencontré, dans un calcaire à grain fin, à *Globigerina* dominantes, des débris de *Discocyclina* et de Mélobésiées ; l'échantillon (1367) provient de la vallée de Téné, près de Bourail. Mais en général les calcaires à *Globigerina* et *Globorotalia* d'une part, les calcaires à *Discocyclina* d'autre part, sont bien distincts.

Age. — En soi l'association grandes *Globigerina-Globorotalia* est déjà assez en faveur d'un âge *paléocène-éocène inférieur*. On sait, en effet, que les *Globorotalia* deviennent abondants, et stratigraphiquement importants, après la disparition des *Globotruncana*, c'est-à-dire à partir de la base du Tertiaire [*Glaessner, 1945 b*, p. 150]. On les rencontre, associés à des *Globigerina*, dans le « Tertiaire inférieur » du Caucase, des Appennins, des Alpes, des Pyrénées et d'Aquitaine, du Mexique, d'Égypte, de Palestine, d'Irak, de Turquie ; donc. à vrai dire, essentiellement le long de la Thétys. Mais l'explosion des *Globorotalia* au Paléocène est géographiquement tellement étendue qu'il semble difficile qu'elle ne soit pas, en Nouvelle Calédonie, d'un âge sensiblement équivalent.

D'autre part les affinités spécifiques évoquées plus haut, avec notamment *velascoensis*, *aragonensis* nous tireraient plutôt vers l'intervalle de temps Danien-Paléocène-Éocène inférieur, et tout au plus moyen [cf. *Glaessner, 1945 b*, p. 209].

Il y a donc beaucoup de chances pour que cette microfaune soit anté-lutétienne. Nous lui assignerons, pour rester dans les limites d'une saine prudence, un âge éocène inférieur (*s. l.* Montien à Yprésien), pouvant éventuellement monter jusque dans l'Éocène moyen.

Encore ce point de vue ne nous paraîtrait-il pas suffisamment étayé s'il ne recoupait parfaitement, comme nous le verrons plus loin, les données de terrain. La nécessité absolue, du point de vue lithologique, d'intercaler entre le « Priabonien » de Grekoff et Gubler [1951] et le sommet — sénonien au moins — de la formation à charbon, un ensemble épais de phtanites et calcaires, ne permet guère d'échapper à la conclusion qu'il existe, en Nouvelle Calédonie, un *Éocène inférieur*.

Malheureusement les termes de comparaison à des distances acceptables semblent très rares. Dans la littérature sur le Tertiaire indonésien que nous avons consultée nous ne voyons pas d'équivalent de notre association *G-GR*. Nous n'en trouvons pas non plus en Nouvelle Zélande. C'est seulement en Nouvelle Guinée sud-orientale, dans la région de Port-Moresby, que nous trouverons un point de comparaison. Là, les « Port-Moresby series » sont constituées d'« argillites siliceuses, cherts, tufs, marnes », avec d'abondants *Globigerina*, *Globorotalia*, *Gümbelina*, Radiolaires, et de lits et lentilles intercalés de calcaire à *Nummulites*, *Pellatispira* et *Discocyclina* [*Glaessner, 1942*, p. 56].

Le grand connaisseur des microfaunes et de la stratigraphie mésozoïque et cénozoïque des régions indo-pacifiques qu'est M. F. Glaessner ne se prononce pas très précisément ici sur l'âge des calcaires à *Globigerina* et *Globorotalia* de Port-Moresby. Dans son tableau de corrélations *1945 b*, p. 80] il place la base des Port-Moresby beds à la base de l'Yprésien, mais avec un point d'interrogation. Sur le Paléocène (Montien-Thanétien) et le Danien il place, avec doute, « depositional or erosional hiatus, or non-marine deposition ». Quoi qu'il en soit, il en résulte que Glaessner admet qu'une partie au moins des sédiments à *Globigerina* et *Globorotalia* de Port-Moresby pourrait être d'âge *Yprésien*, c'est-à-dire Éocène inférieur *s. str.* D'ailleurs notre distingué confrère, en nous envoyant deux échantillons de calcaire gris à *Globigerina-Globorotalia* et de calcaire rouge schisteux provenant de Port-Moresby, tout à fait identiques à nos roches néocalédoniennes, nous a écrit (avril 1947) : « Les *Globorotalia* indiquent, à mon avis, un âge éocène inférieur ou paléocène. »

On notera qu'en Nouvelle Calédonie non plus, le Danien n'est pas connu. On peut bien admettre comme possible qu'à ce Danien corresponde un hiatus de dépôt, ou du moins une sédimentation très réduite mais il paraît exclus qu'il se place ici un épisode orogénique important et une émersion. Le passage, rapide certes, mais continu, et sans épisode particulièrement grossier, de la formation à charbon à la formation phtanitique et calcaire, laisse plutôt attendre une succession stratigraphique assez complète.

Les calcaires à Globigerina *et* Globorotalia *de Nouvelle Calédonie doivent, au moins provisoirement, être considérés comme d'âge surtout Éocène inférieur* (*s. l.* : Montien à Yprésien). *La formation phtanitique* (*Éocène I*) *à laquelle ils sont intimement associés, comporte donc de l'Éocène inférieur.* Il est possible que le sommet de cette formation s'établisse dans l'Éocène moyen (Lutétien) en raison de la présence d'*Asterocyclina* dans des calcaires qui semblent pouvoir se placer vers le sommet des phtanites (voir plus loin : calcaires à *Discocyclina*). On peut donc admettre un assez large recouvrement de notre Éocène I et du Tertiaire *a* indonésien. Enfin nous soulignerons que la limite formation à charbon — formation phtanitique ne s'établit pas nécessairement partout au même niveau et à la limite Crétacé-Éocène. Cette limite pourrait se placer un peu au-dessus ou un peu au-dessous de la limite Crétacé-Éocène [1].

Remarque. — Piroutet n'avait signalé, dans les calcaires que nous venons d'étudier, que les *Globigerina*. Dans leur récente étude micropaléontologique, Grekoff et Gubler [1951] ne font pas mention de *Globigerina* et *Globorotalia* comme constituant une association exclusive et caractéristique [2].

Aussi doit-on considérer comme nouvelles la découverte de cette association microfaunistique et les conclusions stratigraphiques qui lui sont liées.

3. *LES CALCAIRES A DISCOCYCLINA.* Lithologie. — Quartz clastique et glauconie y sont relativement fréquents, mais en général peu abondants. L'échantillon le plus riche en quartz et en glauconie que nous ayons rencontré provient de la vallée de la Téné (1372). Sans que nous puissions en tirer une conclusion générale nous noterons que cette richesse n'est sans doute pas fortuite. La roche en question est toute proche des serpentines de la haute-Téné — qui sont postérieures à l'Éocène — et, au delà de ces serpentines, du bombement métamorphique de la haute-Boghen. Tout se passe comme si, à l'approche de ce bombement et de la

1. J. Avias a bien voulu nous communiquer oralement qu'il a récolté, dans des roches dont le faciès est encore typiquement celui de la « formation à charbon », des Gastéropodes qu'un premier examen montrerait présenter des affinités paléocènes. Il faut attendre les résultats ultérieurs mais en attendant il y aurait là une convergence avec les résultats que nous venons d'exposer.

2. Ils signalent bien [Grekoff et Gubler, 1951, p. 288], dans la presqu'île de Ouité, des calcaires fins « pélagiques », à *Globigerina, Globorotalia,* « imbriqués dans des calcaires récifaux » du Tertiaire *b*. Ce point intéressant est à examiner de près. En tout cas je ne vois rien de tel dans mon secteur.

surrection axiale qui fait apparaître les grès de la formation à charbon au col de Boghen, le calcaire se chargeait de quartz clastique.

Les plagioclases sont fort rares ; dans le calcaire de la haute-Téné quelques grains d'andésine à 35 % d'An. au moins. Dans la même roche quelques lames de biotite, de très rares grains de sphène, et un microgalet d'une roche microlitique apparaissent, qui sont tout à fait inhabituels dans ce microfaciès.

Des fragments remaniés d'autres roches apparaissent très rarement, mais leur apparition est tout à fait significative du point de vue stratigraphique. Il s'agit de fragments de calcaires à *Globigerina* et *Globorotalia*. Nous les avons rencontrés au col entre le cimetière néozélandais de Bourail et la vallée de la Nessadiou, tout près du contact entre Éocène I et Éocène II, dans une position que l'on peut, peut-être, interpréter comme la partie supérieure de l'Éocène I. Cette observation montre qu'*au moins une partie des calcaires à* Discocyclina *est postérieure aux calcaires à* Globigerina *et* Globorotalia.

Nous avons observé le même remaniement dans une brèche (366) de l'Éocène II, provenant de la vallée de la Kouri, près de Bourail (crête portant le S^{t} 134). Ici la succession est plus complexe. La brèche, appartenant à la formation du flysch, remanie, entre autres roches, des calcaires à *Discocyclina*, lesquels remanient du calcaire à grain fin à *Globigerina*.

On notera (an. 3) que les calcaires à *Discocyclina* sont beaucoup moins siliceux (confirmé par observations de terrain) que les calcaires à *G.* et *GR.* Ils sont légèrement magnésiens et le sont plus que les calcaires à *G.* et *GR.* (cf. présence de Mélobésiées, d'Échinides).

Microfaune. — Elle comporte surtout :

Discocyclina s. str. ; *Asterocyclina* (Pl. VII, fig. 2 et 5) ressemblant quelquefois à l'*Asterocyclina* aff. *lanceolata* Schl. [Grekoff et Gubler, 1951, pl. II, fig. 8] ; *Operculina* (Pl. VII, fig. 6) ; *Amphistegina*, peut-être aff. *cubensis* Palmer (Pl. VII, fig. 7) ; *Nummulites* (petites) ; *Globigerina* (rares) ; *Rotalidae* (rares) ; *Planorbulina* (rares) ; très abondants débris de Mélobésiées (*Lithophyllum*) et aussi de Corallinées (*Amphiroa*), d'Échinides, de Bryozoaires, de couche lamelleuse de Lamellibranches.

A signaler comme tout à fait exceptionnelle la présence probable de débris de *Lepidocyclina* (Pl. VII, fig. 4) dans un fragment remanié de calcaire à *Discocyclina*, provenant des brèches de la vallée de la Kouri (Éocène II).

Les *Globorotalia* semblent totalement absents. Nous n'avons pas rencontré ici de *Biplanispira*.

Faute de pouvoir comparer exactement les gisements il ne nous est pas possible de mettre, à coup sûr, cette microfaune en parallèle avec l'une de celles indiquées par Grekoff et Gubler. Il est possible qu'elle corresponde à celle des « cimetières à *Discocyclina* » mentionnés par ces auteurs [*op. cit.*, p. 287].

Age. — Pour essayer de dater ces calcaires, nous nous référerons surtout à la dernière échelle stratigraphique par lettres du Cénozoïque indonésien, basée sur des genres de Foraminifères [*Van der Vlerk, 1950*]. On trouvera par ailleurs un historique du développement de la stratigraphie indonésienne, basée sur les Mollusques et surtout sur les grands Foraminifères, dans l'ouvrage de R. W. Van Bemmelen sur la géologie de l'Indonésie [*1949*].

D'après cette échelle, *Discocyclina* nous place dans le Tertiaire *a-b*, qui est sensiblement l'équivalent de l'Éocène. Seuls les genres *Lepidocyclina* (*Polylepidina*), *Biplanispira* et *Spiroclypeus* pourraient autoriser à préciser Tertiaire *b*. De ces trois genres nous n'avons rencontré que *Lepidocyclina*. Peut-être alors doit-on considérer que nos calcaires à *Discocyclina* de l'Éocène I correspondraient déjà au Tertiaire *b* indonésien ; et ceci ne serait pas incompatible avec leur position élevée dans notre Éocène I.

En langage stratigraphique européen, les *Lepidocyclina* commencent à l'Éocène moyen [*Glaessner, 1945*, p. 210]. Signalons qu'on en connaît, par exemple, du Lutétien supérieur du Maroc (comm. verbale de J. Cuvillier). Le s.-g. *Asterocyclina* serait [*Glaessner*, 1945 *b*, p. 170] éocène moyen à supérieur.

Les calcaires à *Discocyclina* de notre Éocène I pourraient donc être d'âge *éocène moyen ou supérieur*. Entre ces deux alternatives j'inclinerais beaucoup plus volontiers vers la première parce que l'Éocène I est suivi d'une puissante sédimentation de flysch, qui reste dans les limites de l'Éocène.

Ainsi nous pouvons suggérer, à titre provisoire, un âge *éocène moyen* pour les calcaires à *Discocyclina*. *Notre Éocène I* (formation phtanitique et calcaire) *s'étendrait donc sur l'Éocène inférieur et une partie de l'Éocène moyen.*

Notons en passant que la présence d'éléments remaniés de calcaires à *G.* et *GR.*, présumés éocènes inférieurs, dans des calcaires à *Discocyclina* présumés éocènes moyens, devient alors très normale. Mais nous ne voulons donner ces indications que comme des suggestions provisoires.

Nous observerons que Grekoff et Gubler [1951] précisent, pour tout l'Éocène néocalédonien, Tertiaire *b*, mais n'indiquent peut-être pas avec assez de rigueur sur quelles données ils se fondent. Ainsi [p. 287] ils écrivent : « des formes caractéristiques du Tertiaire *b*, avec *Biplanispira, Pellatispira* ». Or, d'après le tableau de Van der Vlerk, reproduit par ces auteurs eux-mêmes, seul *Biplanispira* (et non *Pellatispira*) serait caractéristique du Tertiaire *b*.

A notre avis, diverses raisons militent en faveur d'une extrême prudence dans ce domaine délicat et complexe. Et d'abord les progrès et modifications fréquents de l'échelle des Foraminifères dans les Indes orientales. Ainsi, par exemple, on notera que le genre *Spiroclypeus*, présent dans le Tertiaire *e*, a été trouvé aussi dans le Tertiaire *b*, mais ne serait pas connu du *c-d* [*Van der Vlerk, 1950*, p. 62]. D'autre part nous enregistrons, entre le tableau de Van der Vlerk, présenté au Congrès de Londres en 1948, et celui publié par Van Bemmelen en 1949, mais mis au point par M. G. Rutten et pourtant « complété d'après Van der Vlerk, *1948* » des divergences évidentes. Ainsi le genre *Spiroclypeus*, là placé dans le Tertiaire *b* seulement, comporte, ici, une expèce (*vermicularis*) à cheval sur les Tertiaire *a* et *b* ; il en est de même pour *Polylepidina* (*Lepidocyclina*).

Quant à l'assimilation du Tertiaire *b* au Priabonien, reproduite, d'après Mohler, par Grekoff et Gubler, sans doute doit-on la considérer comme approximative, et il ne semble pas, en tout cas, qu'elle soit admise d'une façon générale. Ainsi Van der Vlerk [*1950*] ne la suggère pas.

L'Éocène I : formation phtanitique et calcaire s'étend sur l'Éocène inférieur et sur tout ou partie de l'Éocène moyen. Sa limite supérieure pourrait s'établir dans le Tertiaire b *indonésien, ou vers la limite Tertiaire* a-*Tertiaire* b.

Répartition des calcaires a *Discocyclina*. — Elle mérite tout spécialement d'être soulignée, par comparaison avec celle des calcaires à *Globigerina* et *Globorotalia*. Alors que nous avons reconnu ces derniers depuis la haute Néhoué (bassin de Koumac) jusqu'à la région de Bourail les calcaires à *Discocyclina* semblent confinés, dans notre secteur, au bassin de Bourail.

Encore n'y sont-ils pas partout présents. Jetons un regard sur la feuille nº 6. Dans les deux anticlinaux d'Éocène I situés à l'W de Bourail : anticlinal du Cap et anticlinal de Deva-Trois-Frères, ils sont extrêmement peu abondants. Toutefois ils y sont, ou du moins y ont été présents, puisqu'on en retrouve des fragments remaniés dans les brèches de la Kouri. Mais, dans ces deux rides anticlinales dominent de beaucoup les calcaires à *Globigerina* et *Globorotalia*. Très développés vers Cap Goulvain et Deva, ils régressent rapidement vers le SE et cèdent la place longi-

tudinalement à des phtanites qui ne contiennent plus, dans la vallée du No Zaleu par exemple, que de très petites lentilles de calcaires à *G.* et *GR.*

Au contraire, dans la ride anticlinale unique située au SE de Bourail (fig. 7), apparaissent, dans les phtanites, de nombreuses lentilles de calcaires à *Discocyclina*. L'aire de répartition de

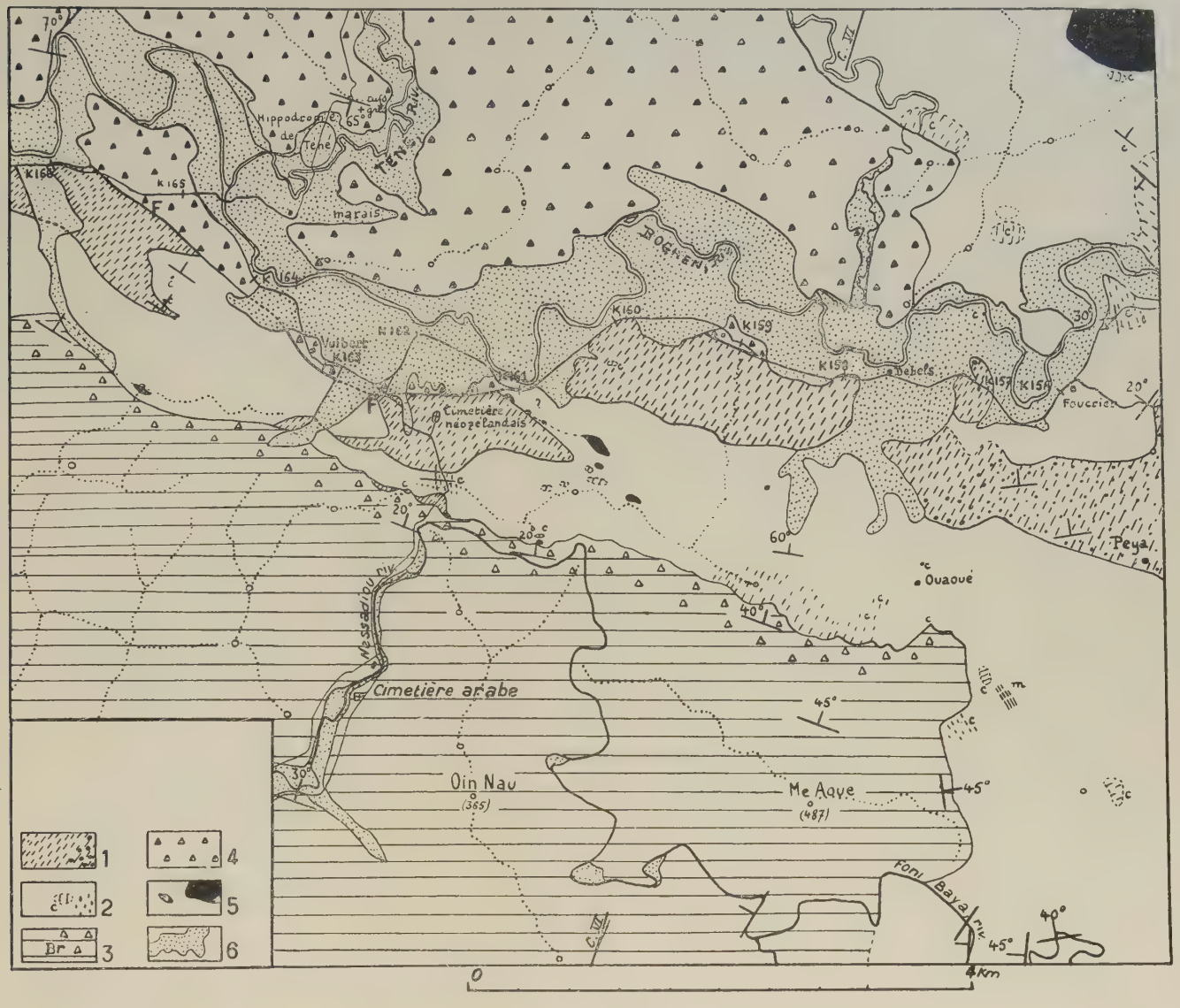


Fig. 7. — Carte d'une partie de l'anticlinal de Bourail.

1 : Formation à charbon (Crétacé) ; les parties avec pointillé surajouté sont riches en grès ou même uniquement gréseuses. — 2 : Formation phtanitique et calcaire, Éocène I ; c : portions calcaires dans la formation (calcaires à *Discocyclina*) ; m : marnes (au SE d'Ouaoué). — 3 : Formation du flysch, Éocène II ; Br : brèches grossières en bordure de l'anticlinal. — 4 : Basaltes paléogènes (et tufs). — 5 : Serpentines, péridotites. — 6 : Alluvions.

L'anticlinal est déversé vers le SW sur le flysch. Sur son bord nord-est une faille (F) amène les basaltes ou les tufs volcaniques en contact avec le Crétacé ; ce contact est très voisin de la verticale (voir aussi coupe VI).

ces calcaires est surtout comprise entre la route de Nessadiou et les rochers de Peya, en passant par Ouaoué. Des calcaires à *G.* et *GR.* ne sont peut-être pas totalement absents dans cette zone, bien que nous n'en connaissions pas d'affleurements en place. Ils s'y sont en tout cas quelque peu déposés, puisque nous en avons trouvé de petits fragments remaniés dans le calcaire à *Discocyclina*, au col entre le cimetière néozélandais et Nessadiou.

Cette répartition soulève deux questions importantes : celle de la relation entre calcaires à *G.* et *GR.* et calcaires à *Discocyclina*, et celle de la position stratigraphique des calcaires à *Discocyclina* dans l'Éocène I.

En ce qui concerne la relation entre calcaires à *G.* et *GR.* et calcaires à *Discocyclina*, on peut être tenté d'y voir un *passage latéral*. En effet, les calcaires à *Discocyclina* se développent à l'approche de la surrection axiale du col de Boghen et de Moindou. Cette surrection axiale est la manifestation de la présence, dans cette région, depuis au moins l'aurore des temps mésozoïques, d'une masse peu profonde, peut-être saillie de la « Tasmantis », sur laquelle mordait le géosynsynclinal néocalédonien. Lors du Crétacé, des volumes inusuels de grès se sont déjà déposés dans cette région. On peut donc très bien concevoir qu'à l'approche de cette surrection axiale, déjà amorcée à l'Éocène, se développaient dans des eaux peu profondes, de véritables constructions — ce terme étant préférable à celui de récifs — à Algues calcaires, Bryozoaires, auprès desquelles pullulaient les Foraminifères benthiques. Les eaux ne devaient pas être très agitées, car ces Foraminifères ne sont pas très triturés, comme ils le sont, par contre, en général, dans le flysch éocène II. En s'éloignant de la surrection axiale, et en allant vers le NW, la profondeur augmentait et proliféraient essentiellement des Foraminifères pélagiques (*G.* et *GR.*)

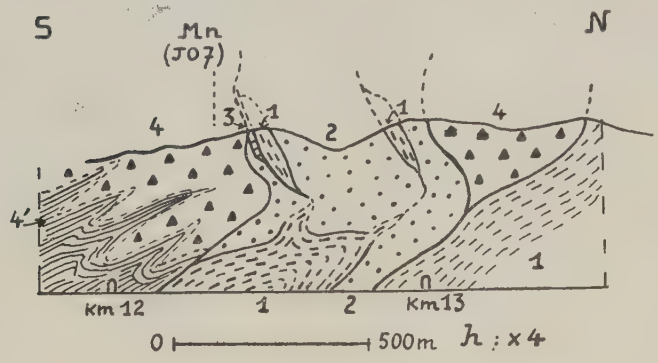


Fig. 8. — Coupe (interprétée) entre l'ancienne piste d'Azareu et la route Bourail-Houaïlou (bassin de Bourail) montrant des giclures de Crétacé argileux dans les phtanites de l'Éocène I.

1 : Formation à charbon (Crétacé). — 2 : Phtanites. — 3 : Lame de calcaire à *Globigerina* et *Globorotalia*. — 4 : Basaltes paléogènes ; Mn : ancienne carrière de minerai de manganèse (concession JO7). — 4' : Tufs volcaniques.

La coupe est une combinaison de celle observée sur la route Bourail-Houaïlou, près des kilomètres 12 et 13, et de celle observée un peu plus à l'W, sur l'ancienne piste d'Azareu.

Cependant les relations sont sans doute moins simples. Il faut en effet envisager qu'au moins une grande partie des calcaires à *Discocyclina* ne se situent pas latéralement au même niveau que les calcaires à *G.* et *GR.* On peut invoquer ici deux observations. D'abord le remaniement de calcaire à *G.* et *GR.* dans quelques calcaires à *Discocyclina*. Ce remaniement, il est vrai, n'a pas dû être très important car les fragments de calcaires à *G.* et *GR.* ne sont pas même, en général, visibles à l'œil nu, et ils sont peu nombreux ; tel échantillon (372) est loin d'en montrer dans toutes les préparations qui y furent taillées. Quoi qu'il en soit l'observation montre que *certains au moins des calcaires à* Discocyclina *sont postérieurs au dépôt des vases à* G. et GR.

Une autre observation dont on peut tenir compte est la position de certains calcaires à *Discocyclina*. Ainsi, près de la tribu d'Ouaoué (fig. 7), de grosses masses de ces calcaires se situent au contact même des phtanites et du flysch, de l'Éocène I et de l'Éocène II. Puisque l'on a ici, dans notre interprétation structurale, un anticlinal d'Éocène I déversé au SW sur l'Éocène II, on peut admettre que les calcaires se situent dans le flanc inverse de ce pli et que, stratigraphiquement, ils se placent *au sommet de la formation phtanitique*.

On peut alors supposer que le développement de ce faciès organogène marque le début de la surrection de la ride anticlinale. Hypothèse séduisante, mais qui reste grevée d'un sérieux doute sur l'interprétation tectonique ; il ne nous est pas possible, en effet, de préciser la part d'étirements et d'escamotages très possibles dans le flanc inverse.

Quoi qu'il en soit, et même s'ils se placent au sommet de la formation phtanitique, ces calcaires doivent être placés dans la même unité stratigraphique que les phtanites. En effet, comme

les phtanites, ils sont repris dans les brèches grossières du flysch. *Ils sont donc antérieurs au grand remaniement qui marque la limite entre Éocène I et Éocène II.*

Il se pourrait seulement qu'ils annoncent le début de la pulsation qui va provoquer ce remaniement.

4. *LES CALCAIRES A BRYOZOAIRES.* Lithologie. — Ils ne présentent aucun constituant remarquable en dehors des éléments remaniés. Le quartz en grains isolés et la glauconie y sont peu abondants. Des éléments remaniés y apparaissent quelquefois (462, 468 *bis*). Ces fragments, tantôt arrondis et roulés, plus rarement anguleux, sont souvent rubéfiés, oxydés, et alors complètement opaques et indéterminables. Lorsqu'ils sont pétrographiquement déterminables ils ne rappellent parfaitement aucun des types lithologiques antérieurs à l'Éocène connus en place ; nous pensons toutefois pouvoir y reconnaître des fragments de séricitoschistes (468 *bis*) et de grauwackes à grain fin (462). Ce sont donc, dans une certaine mesure, des calcaires polygéniques, mais il faut noter que les fragments de roches étrangères n'y semblent apparaître que très sporadiquement et qu'ils restent toujours de très petites dimensions : seulement quelques millimètres.

Faune. — C'est surtout leur contenu organique qui caractérise ces calcaires. On y observe, en effet, une très grande abondance de morceaux de Bryozoaires, dont la fragmentation n'est pas poussée fort loin. Ils semblent pouvoir être rapportés presque exclusivement au groupe des « Cyclostomes » (Pl. VII, fig. 8). Ils sont accompagnés, en proportions variables suivant les préparations, mais constamment, de fragments de test d'Échinodermes, où dominent très probablement les Échinides (extrême rareté de la structure radiée, sauf dans une section transversale de radiole), et de Mélobésiées (*Lithophyllum*). Certes tous ces éléments organiques apparaissent dans les calcaires à *Discocyclina*, étudiés précédemment, mais aucun de ceux-ci ne montre une telle prédominance des Bryozoaires. De plus, et ceci est fondamental, les calcaires à Bryozoaires sont extrêmement pauvres en Foraminifères : très rares sections de petits *Camerinidae*, et surtout petits Foraminifères : *Miliolidae*, *Robulus*, *Textularia*, *Rotalidae*, etc.

Il faut ajouter des débris de Lamellibranches — dont on voit d'ailleurs des traces à l'œil nu sur certains échantillons — et quelques rares fragments de Scaphopodes. L'abondance de débris de gros organismes, et notamment ceux d'Échinides, donnent à ces calcaires une cristallinité grossière, du moins en de nombreux points.

Répartition et signification paléogéographique. — A ce microfaciès bien individualisé correspond une *répartition géographique bien circonscrite* et assez remarquable. Nous n'avons rencontré les calcaires à Bryozoaires que dans le fond du bassin de Poya, principalement dans la région de la « Vallée sèche » (f. 5 et fig. 9). Ils apparaissent sous forme de deux barres rocheuses[1] de part et d'autre de cette vallée et, plus au S, dans la bande du Rocher « Nagle », entre Preunu et le St Katoui. Quelques petites lentilles en sont pincées dans la serpentine, sur le sentier de Preunu à Nekraoua, à l'W du St Ouaka ; les traces d'organismes y sont, malgré la proximité de la serpentine, parfaitement reconnaissables. Au SE de Nekraoua apparaissent d'autres petits affleurements calcaires dont nous n'avons pas étudié la faune, mais qui pourraient bien être identiques aux précédents.

Avec cette répartition géographique va de pair une association lithologique extrêmement

1. Improprement dénommées « Roches d'Adio » car le Pic d'Adio, qui est péridotique, en est passablement éloigné vers le S, et il n'existe d'autre part aucun lieu dit « Adio ».

caractéristique. Dans toute l'aire de répartition des calcaires à Bryozoaires les phtanites sont absents ou, s'ils existent, ce que nous n'avons pas constaté, ils sont très peu abondants. Le faciès phtanite semble s'arrêter, lorsque l'on vient du S, à la ligne de crête séparant le versant Nekliaï du versant Preunu et Nekraoua (ou plus généralement Montfaoué). Cette ligne de crête, au NE des S^{ts} Kouen et Penodio est constituée de phtanites, souvent pyriteux, associés à des calcaires gris à grain fin (probablement à *G.* et *GR.*). Au delà vers le NE on n'en rencontre plus.

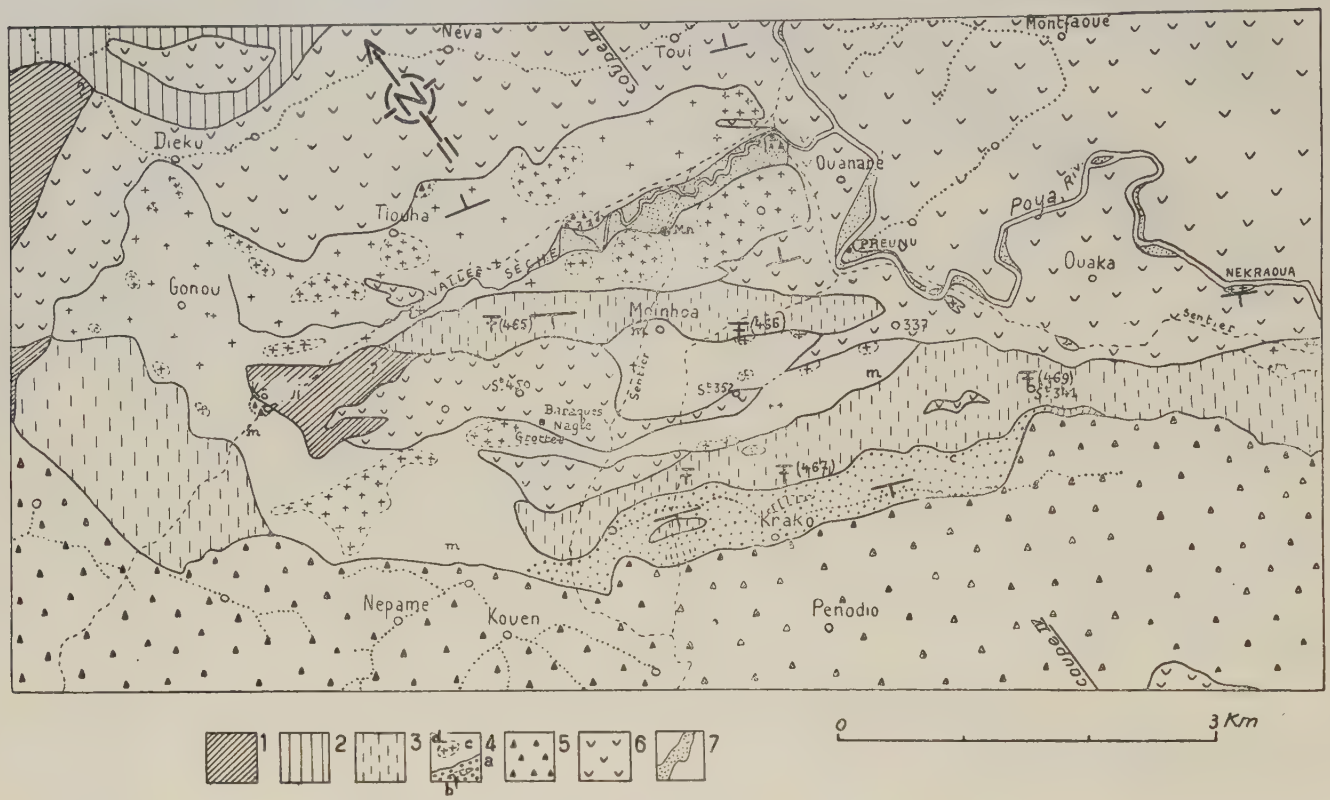


Fig. 9. — Carte du Crétacé et de l'Éocène au fond du bassin de Poya.

1 : Séricitoschistes (avec schistes chloriteux). — 2 : Formation des grauwackes. — 3 : Formation à charbon, Crétacé supérieur et principalement Sénonien ; ₮ : gisements de *Kossmaticeras*. — 4 : Éocène I ; a : phtanites ; b : calcaires à *Globigerina* et *Globorotalia* ; c : marnes (quelquefois précisées par *m* sur la carte) ; d : calcaires à Bryozoaires ; les contours en tiretés contenant le figuré *d* enveloppent les plus grosses masses, bien dégagées de ces calcaires, notamment celles de la Vallée Sèche. — 5 : Basaltes paléogènes (et tufs associés) ; Mn : indice de manganèse de la Vallée Sèche (concession Goipin). — 6 : Serpentines, péridotites. — 7 : Alluvions.

Par contre les calcaires à Bryozoaires s'associent à des marnes schisteuses, que nous décrivons plus loin. L'importance volumétrique de ces marnes passe facilement inaperçue car le paysage est caractérisé par les rocs calcaires. Ces marnes ne sont pas présentes dans toutes les bandes éocènes. Si nous partons du N nous ne les rencontrons pas dans les deux bandes de « Vallée sèche », mais elles apparaissent en abondance dans la bande du Rocher Nagle. Par exemple, à l'extrémité sud-est de cette bande, un peu à l'W du sommet serpentineux 337, on peut voir des marnes schisteuses grises, à patine d'altération jaune, associées à des blocs de calcaire massif à Bryozoaires. Ces marnes réapparaissent un peu au SE de Nekraoua, franchissent la Poya et se prolongent assez loin en direction d'Ouendji-Nerin. L'association de ces marnes aux calcaires à Bryozoaires du bassin de Poya n'est sans doute pas absolument exclusive puisque nous en avons également rencontré à Peya, dans le bassin de Bourail. Mais elle est cependant très caractérisée ici.

Dans la disparition des phtanites et l'apparition du couple calcaires à Bryozoaires-marnes, et dans la disparition des marnes dans les bandes de « Vallée sèche », c'est-à-dire vers le N, nous avons sans doute un précieux élément d'information paléogéographique. Malheureusement la

répartition des éléments remaniés, du moins dans nos matériaux, ne nous apporte à cet égard aucune précision.

Enfin, pour l'interprétation paléogéographique, je crois indispensable d'évoquer la structure de cette région. Celle-ci est particulièrement complexe, certainement plus que ne le figure notre carte (f. 5 et fig. 9). Elle est constituée de plis très serrés, où alternent marnes et calcaires éocènes et crétacé supérieur (gisements à *Kossmaticeras*). Des copeaux de séricitoschistes, par exemple au S^{t} Katoui, en haut de la « Vallée sèche », y viennent au contact direct de l'Éocène. De grosses loupes de serpentine, prolongées par des fils, s'y insinuent. Dans l'axe de la « Vallée sèche », entre les deux bancs calcaires, on peut voir, en quelques points non masqués par les alluvions, quelques affleurements de basalte altéré et de tufs volcaniques [1]. Tenu compte des pendages, j'interprète cette « Vallée sèche » comme un synclinal quasi-tubulaire à cœur d'Éocène II (voir coupe IV). On peut se demander si cette complexité structurale est entièrement due à une tectonique post-éocène. Nous ne le pensons pas, car il faut se souvenir que, dans le prolongement nord-ouest de cette région, nous avons déjà rencontré, à la base de la formation à charbon, des conglomérats à galets de grauwackes dans la haute Noembra et des conglomérats à galets de terrains métamorphiques entre la haute Nounin et le mont Guaradodou. Ces faits suggèrent plutôt une *instabilité très ancienne* de la région haute Nounin — « Vallée sèche ». On voit maintenant apparaître l'objet de cette digression. En effet, voici des calcaires probablement « construits », essentiellement à Bryozoaires cyclostomes — largement cantonnés de nos jours dans des eaux peu profondes avec d'abondantes Mélobésiées, quelquefois avec des éléments remaniés de roches anté-éocènes, installés sur une aire probable d'instabilité. Tout semble indiquer que se situait ici, à l'Éocène, sinon un rivage, dont nous ne voyons pas de preuves réellement positives, du moins un haut-fond. Vers la culmination de ce haut-fond se développait une construction de Bryozoaires, de Mélobésiées, peuplée d'Échinides. A peine plus au large, vers le SW, se déposaient des marnes, intriquées avec les calcaires. Un peu plus au SW encore, libérés pratiquement de toute matière alumineuse, se déposaient les phtanites. Il faudrait pouvoir déployer avec exactitude les plis aigus de cette région pour apprécier la largeur de ces diverses bandes de sédimentation.

Cette construction n'est encore qu'une hypothèse fragile. Pour lui assurer quelque solidité, il faudrait pouvoir démontrer que les calcaires à Bryozoaires et les marnes associées sont bien synchrones des phtanites. Or nous n'avons pu voir leurs relations de façon absolument démonstrative, si ce n'est le fait que, dans la bande la plus méridionale, les phtanites et calcaires visibles sur le sentier de Nekliaï à Preunu semblent bien se prolonger vers le NW par des marnes et calcaires associés.

En d'autres termes, nous ne sommes pas absolument certain que calcaires à Bryozoaires et marnes soient l'équivalent rigoureux de notre Éocène I et qu'il faille les placer sous cette accolade. Mais cette hypothèse est cependant très vraisemblable si l'on observe que, dans la barre sud de « Vallée sèche », les calcaires s'intercalent entre une bande de Sénonien à *Kossmaticeras* et les roches volcaniques de l'Éocène II. Jusqu'à plus ample informé, et à défaut d'une hypothèse plus satisfaisante, nous considérons donc les calcaires à Bryozoaires comme un faciès de haut-fond dans la mer de l'Éocène I.

5. *LES MARNES.* Lithologie. — Ce sont des roches en plaquettes, de couleur gris jaune ou jaune orangé lorsqu'elles sont altérées. Au microscope, elles se montrent mouchetées d'un

1. Auxquels est associé un indice de manganèse que nous avons découvert en bordure de la barre calcaire du S de la Vallée, sur le sentier 25 (aujourd'hui déclarations « Goipin »).

pigment jaune brun, très trouble, isotrope, où se localisent certainement les très fines particules argileuses.

En général elles semblent peu quartzeuses, sauf entre Montfaoué et Ouendji (bassin de Poya), dans une région où, précisément, la formation à charbon contient un gros amas gréseux (St Djé). Sans doute la richesse en quartz des marnes est-elle ici le reflet de celle de leur substratum.

On y rencontre, de façon d'ailleurs non constante, des plagioclases, de la glauconie et, en petites proportions, des lamelles de chlorite, de biotite et de mica blanc, sans doute empruntées aux terrains métamorphiques. On se rappellera, à cet égard, la présence de fragments de séricito-schistes dans certains calcaires à Bryozoaires, auxquels les marnes sont associées.

Quelques grains d'augite et de sphène sont présents dans l'une des préparations (587), provenant du St 149, près de Peya (bassin de Bourail). Comme nous le verrons à propos de l'Éocène II, la présence d'augite évoque le début de la vulcanicité éocène. Ceci n'est pas en contradiction avec la position de l'échantillon qui a été récolté, apparemment, vers le sommet de la série de l'Éocène I de Peya, et à très peu de distance de la formation du flysch.

La composition chimique (an. 4, tableau, p. 95) montre qu'il s'agit, au moins dans certains cas, d'argiles calcaires, car la teneur en $CaCO_3$ est ici seulement de 25 %. Cependant il est probable que l'échantillon analysé ne donne pas une idée de la moyenne de ces roches, car l'examen des plaques minces montre qu'elles contiennent certainement, en général, plus de 25 % (en poids) de calcite. Il est donc correct de les grouper sous la dénomination générale de marnes, quelquefois gréseuses.

Microfaune. — Elle est très pauvre et nombre de préparations sont totalement azoïques ; très rares débris de *Discocyclina* (377), et *Globigerina* (586, 587), fragments de Bryozoaires. Nous n'y avons pas vu de *Globorotalia* et, de toute évidence, il s'agit d'un microfaciès bien distinct du microfaciès à *G.* et *GR.*

Répartition. — Elle semble très restreinte et, à notre connaissance, se limiterait aux deux régions suivantes :

— *Bassin de Poya* (fig. 9) où elles sont souvent associées aux calcaires à Bryozoaires, mais se prolongent plus loin en direction du SE, vers la tribu de Ouendji.

— *Bassin de Bourail*, partie sud-est, région de Peya, où elles se rencontrent à proximité immédiate de calcaires à *Discocyclina*, et semblent bien pouvoir encore être incorporées à l'Éocène I. En effet, elles n'y sont pas associées à des brèches ou à des microbrèches, et apparaissent comme antérieures au remaniement majeur sur lequel nous avons fondé notre coupure stratigraphique.

Cependant nous venons de noter que, comme certains calcaires à *Discocyclina* de la région de Ouaoué et de Peya, elles se situeraient, sauf accident tectonique qui nous échapperait, vers le sommet de l'Éocène I, c'est-à-dire, à un moment où l'Éocène I amorçait son plissement et où les épanchements étaient peut-être déjà commencés, ce qui expliquerait la présence d'augite.

Une autre interprétation reste évidemment possible ; à savoir qu'il s'agit de marnes appartenant à la formation du flysch, où ces roches sont très abondantes, et qu'elles constituent ici une pincée synclinale aiguë.

Faute d'avoir pu trouver d'autres arguments en faveur de cette hypothèse nous l'avons rejetée et avons bloqué les marnes dans l'Éocène I (f. 6).

Qu'il s'agisse des marnes du bassin de Poya ou de celles du bassin de Bourail, nous ne nous dissimulons pas que cette attribution à l'Éocène I présente le caractère d'une hypothèse de travail qui reste à examiner avec plus de soin.

6. *LES DOLOMIES.* Lithologie. — En masse ce sont des roches noires ou brunes, principalement ou exclusivement constituées de dolomite spathique.

Cette dolomite manifeste toujours un « pseudo-pléochroïsme », en général très accentué, si fréquent dans ce minéral. Très fréquemment, ce pseudo-pléochroïsme n'apparaît qu'au cœur des rhomboèdres, l'enveloppe restant incolore.

Souvent les interstices entre rhomboèdres sont remplis d'un ciment brun, quelquefois quasi-isotrope, d'autres fois biréfringent et nettement phylliteux, et certainement en grande partie argileux. Ce ciment peut contenir encore des quartz clastiques, quelques petits plagioclases, quelques lames de mica blanc ou brun, de la pyrite. Dans certaines préparations du quartz non clastique, et manifestement de dépôt chimique, s'insère en fibres normales aux faces des rhomboèdres de dolomite où se dispose dans des veinules très irrégulières, à bords mal délimités. La présence de cette silice postérieure à la cristallisation du carbonate n'a rien que de très normal car les dolomies sont invariablement associées à des phtanites. Elle suppose peut-être une mise en mouvement de la silice de ceux-ci. A cet égard il est intéressant de noter que cette mise en mouvement n'aurait sans doute pas eu lieu indifféremment partout.

Les exemples de ce quartz fibreux que nous avons rencontrés proviennent du bassin du « Creek Profond », entre Koumac et Ouégoa. Par contre nous n'en voyons pas, plus au SW, près du col Chenard, ni au col de Boghen, dans le bassin de Bourail. Or, dans le bassin du Creek Profond, on assiste à l'apparition d'un timide métamorphisme de sédiments en partie éocènes, en partie sans doute aussi crétacés, métamorphisme qui se traduit par des passées phylladiennes. Sans doute la mise en mouvement de silice peut-elle être liée ici au métamorphisme. Cependant le phénomène apparaît déjà, plus timidement il est vrai, près du Rocher Notre-Dame, dans le bassin de Koumac, dans une région absolument indemne de métamorphisme.

Au Creek Profond on voit encore, dans le ciment argileux de ces roches (635, 637) apparaître une biréfringence, que nous n'observons pas ailleurs. C'est le début de la recristallisation de ce ciment, parallèle à l'apparition, dans cette région, de passées phylladiennes ou de surfaces phylliteuses, lustrées, sur les petits lits phtanitiques.

L'analyse 5 (tableau p. 95) ne laisse aucun doute quant à l'interprétation minéralogique de ces roches.

Répartition. — Les dolomies se présentent en lits ou en lenticules peu épais, dont la puissance ne dépasse guère 10 à 20 cm, intercalés dans les phtanites. Nous n'en n'avons pas rencontré la moindre trace dans les calcaires, lors même que les phtanites englobant ces calcaires en contenaient à proximité immédiate. En dehors de ces lits dolomitiques individualisés, beaucoup de phtanites sont constellés de rhomboèdres de dolomite. Le carbonate magnésien semble donc bien lié à la formation siliceuse. Lorsque l'on parle de dolomies on parle aussi très souvent de « dolomitisation » de calcaires, quelquefois largement postérieure au dépôt de ces calcaires. Dans une étude du genre de celle-ci je n'ai malheureusement pas pu accumuler suffisamment d'observations détaillées pour la solution de ce type de problème sédimentologique. Toutefois je n'ai noté aucun critère paragénétique qui permettrait d'émettre l'idée d'une dolomitisation « posthume ». Tout se passe comme si les dolomies, et aussi les cristaux de dolomite isolés dans les phtanites, étaient contemporains de la consolidation de ceux-ci. Sans doute pouvons-nous faire erreur et des modalités diverses sont-elles ici possible.

Je ne connais qu'un seul exemple de dolomite dans du calcaire. Il s'agit du ciment calcaire des brèches du synclinal de la rivière Buadio, dans le bassin de Koumac. J'examinerai isolément ces dépôts et me contenterai d'indiquer que, même dans ce cas, une introduction posthume de magnésie n'est pas nécessaire. Les fragments de phtanites, remaniés dans les brèches, sont en

effet extrêmement riches en dolomite, et la dolomite du ciment peut, aussi bien, être considérée comme remaniée elle-aussi.

Les points où nous avons rencontré des dolomies ou des phtanites riches en dolomite sont extrêmement nombreux. Nous citerons : le col de Boghen (exemple : au km 152) et surtout, dans le bassin de Koumac, à la rivière Pouicaou, près du col Chenard, près du Rocher Notre-Dame, à la Rivière du Lac (ou Oumape), au confluent des Trois Creeks, dans la vallée du Creek Profond, et beaucoup plus loin au N, à l'île Mouac, près de Poum. En allant vers le NE, sur le versant Diahot, nous en rencontrons dans la vallée du Djavel (creek entre les S^{ts} 200 et 201), et dans la vallée du Pounou, près de la Roche Mauprat. *Ces derniers affleurements marquent, à mon avis, l'extension certaine de l'Éocène dans la zone métamorphique.* Je discuterai plus amplement cette question un peu plus loin et aussi dans le chapitre sur les terrains métamorphiques.

7. *CALCAIRES DIVERS, SANS MICROORGANISMES, NON MÉTAMORPHIQUES.* — Il s'agit de calcaires provenant de zones non métamorphiques au sens de métamorphisme général ou de contact — mais mécaniquement recristallisés et ne montrant aucune trace d'organismes. Au total ces calcaires sont rares et de peu d'importance volumétrique. Nous en avons rencontré sur la rivière Pouanlotch, en amont d'Ouaco : calcaire largement cristallin, en lentilles dans des phtanites, et au pied de la Montagne des Trois-Frères, dans le bassin de Bourail.

8. *LES CALCAIRES DE LA ZONE MÉTAMORPHIQUE DU DIAHOT* (f. 1 et f. 2). — Localisation (fig. 10 A). Ces calcaires forment, en schématisant un peu, trois alignements parallèles, très étroits, entre la rive gauche du Diahot et la crête séparant le bassin du Diahot du bassin de Néhoué, depuis Forêt d'Oune jusqu'au haut Djavel. Des alignements moins importants et moins continus apparaissent plus au NW, d'abord entre les S^{ts} Andanedeva et Handjoué et, toujours aux environs de la ligne de partage entre baies d'Harcourt et de Néhoué, jusqu'à proximité du col d'Arama. Sur la route même de Koumac à Ouégoa, entre le passage sur la rivière du Bambou et le passage sur le Creek Profond, on traverse plusieurs intercalations étroites de calcaires, dans une série de phtanites avec lits dolomitiques, de phyllades plus ou moins lustrées, et même de calcschistes sériciteux.

Lithologie. Métamorphisme général. — Nous n'entreprendrons pas de décrire en détail ces divers affleurements. D'une façon générale ces calcaires, de couleur gris clair, ressemblent passablement aux calcaires à *Globigerina* et *Globorotalia*. Des zones siliceuses y sont irrégulièrement réparties, en rubans ou en rognons. Ils sont manifestement recristallisés mais la cristallinité n'y est jamais très large ; ce ne sont jamais des cipolins franchement marmoréens.

La *calcite* s'y montre cependant en cristaux mâclés et onduleux. Elle est en général limpide mais, dans une même préparation, on voit quelquefois de petites aires où elle est un peu pigmentée et présente un « pseudo-pléochroïsme » faible. Ces aires pseudo-pléochroïques semblent être en relation avec de très petites inclusions ferrugineuses (oligiste ?). Le quartz n'a pas conservé de formes clastiques ; il est très engrené avec la calcite.

Nous n'y voyons aucune trace de *glauconie*. Dans le petit nombre de préparations dont nous disposons, nous n'avons rencontré qu'une fois des silicates. Il s'agit, dans un calcaire du haut Djavel, d'alignements de lames d'une *chlorite* pâle, à biréfringence très faible. Sur l'échantillon macroscopique, on voit d'ailleurs parfaitement bien des lits verts, luisants, de cette chlorite. Nous rappellerons que nous n'avons pas rencontré ce minéral dans les calcaires à *G.* et *GR.* et que, si l'on rencontre, de façon d'ailleurs tout à fait exceptionnelle, des lames phylliteuses (même de biotite) dans les calcaires à *Discocyclina*, il s'agit à coup sûr de lames détritiques flottées.

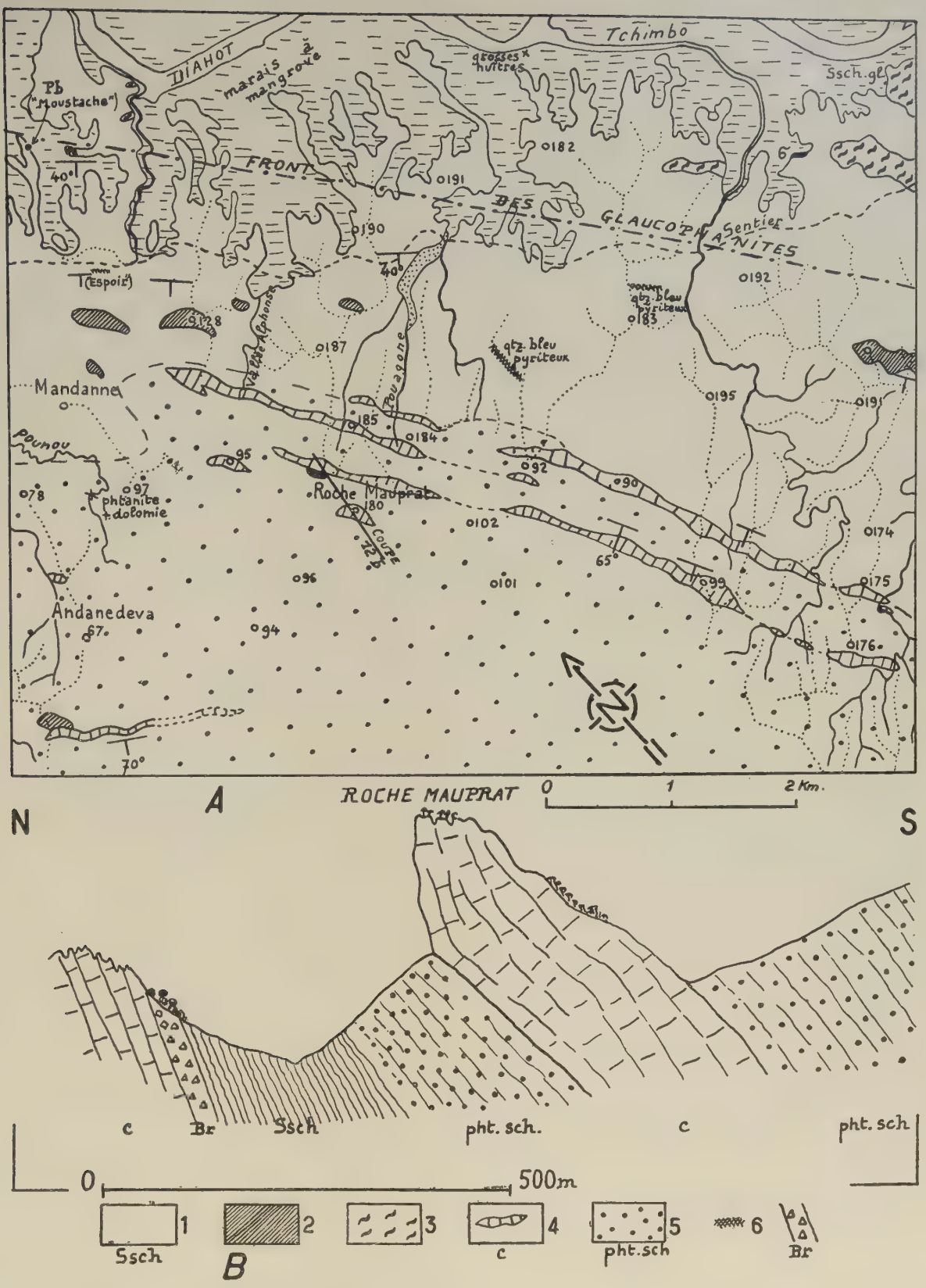


Fig. 10.

A. — Carte d'une partie de l'Éocène I métamorphique de la rive gauche du Diahot.
B. — Coupe passant par la roche Mauprat.

1 : Séricitoschistes (Ssch). — 2 : Dolérites et paradolérites, sans glaucophane ou avec très peu de ce minéral. — 3 : Glaucophanites dérivant de dolérites. — 4-5 : Éocène I métamorphique ; 4 : Calcaires métamorphiques (c). 5 : Phtanites sériciteux, schisteux (pht. sch.), avec quelquefois de petits lits dolomitiques (ex. : riv. Pounou). — 6 : Indices minéralisés ; Br (fig. B) : brèche très probablement tectonique de séricitoschistes rubéfiés, couverte, en surface, d'un amoncellement de blocs ferrugineux.

Dans le calcaire du Djavel la chlorite n'est pas disposée en lames isolées, évoquant une origine détritique, mais bel et bien en lits ; elle est d'ailleurs nettement plus développée que les phyllites détritiques connues dans nos roches néocalédoniennes.

Il n'y a donc pas de doute que *cette chlorite est d'origine métamorphique.* Comme, d'autre part, aucun pointement de roche basique n'est visible au contact ou à proximité des calcaires, il y a fort peu de chance pour qu'il y ait là un métamorphisme de contact. Ce calcaire a donc très probablement été atteint par le *métamorphisme général.*

Le fait reste malheureusement isolé ; nous ne l'avons pas vu ailleurs, par exemple à la Roche Mauprat. Il est possible que des investigations détaillées montrent qu'il est présent ailleurs, mais il est peut-être effectivement très rare ; en effet, la présence de traînées alumineuses nécessaires à la formation de cette chlorite était peut-être bien un fait exceptionnel dans le dépôt originel.

La composition de ces calcaires métamorphiques (voir an. 7) montre une teneur en alumine + oxyde de fer nettement supérieure à celle des calcaires à *G.* et *GR.* Ceci cadre bien avec les observations sur le passage graduel de faciès argileux (formation à charbon) aux faciès siliceux et calcaires de l'Éocène I, observations que je développerai dans le chapitre sur le métamorphisme.

Age. — Aucune trace de microorganisme n'est visible dans ces calcaires et leur âge ne peut donc être déduit que de considérations lithologiques. J'ai noté leur ressemblance extérieure avec les calcaires à *G.* et *GR.* A cet égard il est bien intéressant de rencontrer quelquefois, en dehors des calcaires gris clair, qui sont la règle, des calcaires roses ; par exemple entre les S^{ts} 30 et 31, un peu au SE du col d'Arama. Ceci confirme l'analogie. De telles ressemblances ne suffiraient évidemment pas à dater ces calcaires.

Mais nous les trouvons intimement associés à de véritables phtanites, très développés en amont des bancs calcaires (fig. 10). Ces phtanites sont dépigmentés aux affleurements comme partout ailleurs, et leurs débris blanchis jonchent la crête entre bassin du Diahot et bassin de Néhoué. Sans doute sont-ils un peu laminés, un peu schisteux : ce sont les « schistes quartzeux » et les « quartzites schistoïdes » de Piroutet. Mais leur assimilation aux phtanites éocènes ne peut laisser de doute.

L'analogie se complète enfin par la présence, dans ces phtanites, de lits dolomitiques, par exemple dans le lit de la rivière Pounou, près de la Roche Mauprat.

Ainsi, sur ce versant dominant la rive gauche du Diahot, et, de là, jusqu'au Creek Profond et au Creek du Bambou, vers le SW, nous trouvons *le trio : phtanites-calcaires-dolomies.* Étant donné la grande continuité longitudinale de ces faciès, ce trio ne peut être, ici comme ailleurs, que d'âge éocène ou, tout au plus, passage Crétacé-Éocène. Ces couches ont été atteintes par un léger métamorphisme général, enregistré par les calcaires, et aussi, nous l'avons vu, par le ciment argileux de certaines dolomies, enfin par les passées phylladiennes, lustrées, alternant avec les phtanites.

Les couches que Piroutet a qualifiées de schistes quartzeux et quartzites et qu'il a considérées — et explicitement figurées sur sa carte — comme de l'Algonkien (ou du Paléozoïque ancien) *sont en réalité de l'Éocène I légèrement métamorphique*[1].

1. Il est curieux de constater que Piroutet [p. 276] a bien admis l'âge nummulitique des synclinaux calcaires du Bambou, mais qu'il n'a pas étendu cette idée aux alignements Forêt d'Oune-Djavel, qu'il a pourtant bien observés [p. 56]. De même il a considéré [p. 280] les calcaires de Hienghène comme algonkiens. Sans préjuger des conclusions définitives de J. Avias, il y a tout lieu de penser que ces calcaires de Hienghène ne sont pas plus anciens que ceux du Diahot.

L'erreur de Piroutet est peut-être due au fait que, lorsqu'il a commencé ses travaux (1901), le métamorphisme général de terrains mésozoïques et cénozoïques n'était pas un phénomène couramment démontré et admis. Toutefois, au moment de la publication de sa thèse (1917), cette idée pouvait, semble-t-il, être envisagée.

Cette conclusion ne peut pas s'étendre à toute la tache d'Algonkien figurée par Piroutet, qui comporte très probablement aussi l'équivalent de la formation à charbon légèrement métamorphique.

***

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	16.2	20.00	3.40	48.30	25.90	24.59	8.80	11.00	93.10	97.30
Al_2O_3	0.24	0.80	0.30	11.70	2.15	—	7.40	2.82	2.40	1.02
Fe_2O_3	0.46			0.90	0.35	—			0.15	0.28
Fe O	0	n. d.		3.90	0.35	—	n. d.	n. d.	0.40	n. d.
Mn O	0	n. d.	0	0.09	0.03	—	n. d.	n. d.	0.02	n. d.
Mg O	0.30	0.49	2.70	2.50	15.35	14.75	n. d.	n. d.	0.64	traces
Ca O	46.20	43.79	51.30	15.50	19.70	23.10	46.03	46.14	0.85	0
Na_2O	0	n. d.	0	n. d.	—	—	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
K_2O	0	n. d.	0	n. d.	—	—	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
Ti O_2	0	n. d.	0	0.60	0.20	—	n. d.	n. d.	0.30	n. d.
H_2O — (100°)	3.00	33.76	2.70	1.10	0.65	0.50	37.76	3.86	0.50	1.20
H_2O + (combinée)				3.80	1.00	1.80				
CO_2	33.6		39.60	10.90 (par différence).	31.10	27.50		34.30	0.30 (par différence).	n. d.
P	—	0.05	—	0.19 (P_2O_5)	0.12 (P_2O_5	—	0.045	0.014	0.07	—
	100.00	98.89	100.00	99.48			100.043	98.13	99.80	99.48

Composition chimique des faciès de l'Éocène I.

1. — Éch. R. 307. — Calcaire à Globigérines, avec accidents siliceux. Près du cap Goulvain. LMCP, 1949.
2. — Éch. R. 604. — Calcaire à Globigérines. Sommet Mayeno-Koumac-Rodorf, Nouméa, 1948.
3. — Éch. R. 372. — Calcaire à *Discocyclina*, Nummulites, etc... Entre Bourail et Nessadiou. LMCP, 1949.
4. — Éch. R. 468. — Marne schisteuse (sans microfaune). Près S^t 337, Montfaoué, Bassin de Poya. CTAC, CNRS, 1950.
5. — Éch. R. 609. — Dolomie. Un peu au S du rocher Notre-Dame ; bassin de Koumac. CTAC, CNRS, 1950.
6. — Éch. R. 46. — Dolomie. Ile Mouac, près Poum. CTAC, CNRS, 1950.
7. — Échantillon moyen de calcaires de la zone métamorphique. Haut-Balangahou, rive gauche de Diahot. Rordorf, Nouméa, 1948.
8. — Échantillon moyen de calcaires de la zone métamorphique. Roche Mauprat. Rordorf, Nouméa, 1948.
9. — Éch. R 719. — Phtanite noir à Radiolaires et spicules de Spongiaires. Rivière du Lac, bassin de Koumac. CTAC, CNRS, 1950.
10. — Éch. R. 661. — « Caillasse siliceuse » blanche. A 450 m au S du col Chenard, bassin de Koumac. Rordorf, Nouméa, 1948.

B. La formation du flysch. Éocène II (9 b de la carte).

Dans l'Éocène II nous séparons deux groupes de faciès, faciles à distinguer et présentant des extensions géographiques bien différentes. Ce sont : 1) *faciès sédimentaires* : formation du flysch de Bourail, limitée à cette région ; 2) *faciès essentiellement volcaniques* : roches d'épanchement sous-marines basaltiques. On y rencontre aussi des intercalations sédimentaires : tufs volcaniques, argillites, jaspes rouges et bruns, avec lentilles d'oxyde de manganèse : c'est le cortège classique d'épanchements basiques géosynclinaux, avec gîtes de manganèse que nous qualifions de « volcano-sédimentaires ». Ces épanchements s'étendent tout le long de l'île, et sur les deux versants, mais principalement sur le versant occidental.

Il sera démontré plus loin pourquoi je considère ces faciès comme, au moins en partie, contemporains et non d'âge radicalement différent, comme le faisait Piroutet. Cependant le cortège d'épanchement formant un ensemble parfaitement bien individualisé, dont l'âge n'est pas nécessairement confiné à l'Éocène, il sera préférable de l'étudier isolément. Nous traiterons donc ici essentiellement du flysch.

1. *FACIÈS SÉDIMENTAIRE DE L'ÉOCÈNE II. LE FLYSCH DU BASSIN DE BOURAIL* (f. 6). — Cette formation s'étend principalement à l'W de l'anticlinal Deva-Trois Frères et de l'anticlinal Bourail-Ouaoué (fig. 7). Elle est également représentée dans un repli

synclinal entre l'anticlinal du Cap et l'anticlinal Deva-Trois Frères. Entre ces anticlinaux, la côte occidentale et la vallée du creek Aymes au SE, elle forme un chaînon bien individualisé portant entre autres, les sommets Souraouen, Kopea, Neporou, Ouin Nau et Mé Aoué [1].

Lithologie. — La formation du flysch comporte des faciès très variés, plus ou moins calcaires, gréseux ou argileux, plus ou moins riches en éléments détritiques (autres que le quartz) ; la dimension de ces éléments peut varier d'un ou de quelques millimètres à environ 1 ou 2 dm. Tous ces dépôts, formés à l'avant d'une zone en cours de plissement, et constitués en grande partie des débris de cette zone, constituent bel et bien un flysch au sens habituel (alpin) du mot.

Les dénominations individuelles des lits ou lentilles constitutifs peuvent varier beaucoup : brèche polygénique — calcaire bréchique, polygénique — calcaire microbréchique, ou microbrèche à ciment calcaire — calcaire gréseux ou grès à ciment calcaire, feldspathique ou non — arkose — calcaire argileux ou argilo-gréseux — marne, marne gréseuse ou grès à ciment marneux — argile gréseuse — argile.

Tout à fait généralement, et en écartant de nombreuses exceptions, on peut dire que les types marneux ou argileux fins sont surtout répandus dans la région littorale, notamment sur la basse Nessadiou et, de là, en direction du creek Aymes. Au contraire, plus on va vers le NE, le N ou le NW, c'est-à-dire plus on se rapproche des rides anticlinales, plus le ciment de ces roches se charge de calcite et, en même temps, plus gros et plus nombreux deviennent les fragments de roches remaniées. Il me paraît absolument impossible d'établir une coupure quelconque à l'intérieur de cette formation, et j'y reviendrai en discutant une publication récente.

On voit qu'il n'est pas commode de donner une définition macroscopique à la fois précise et générale qui puisse caractériser la formation, bien que son individualité et son unité apparaissent aisément sur le terrain. C'est surtout la couleur brune ou brune orangée des affleurements, contrastant avec les alignements blancs de « caillasses siliceuses » (phtanites) qui lui confèrent cette individualité ; aussi la régularité structurale de la plupart des lits, un style tectonique calme, excluant les plissotements à petit rayon de courbure. Cependant un type de roche particulièrement répandu et caractéristique est une « pierre bleue » se débitant souvent en belles dalles ; sa patine d'altération va du jaune au brun orangé. Il s'agit d'un calcaire microbréchique. Les niveaux argileux ou marneux présentent un délit esquilleux bien différent. Enfin, un caractère très fréquent est l'*altération sphéroïdale* (Pl. XII, fig. 5) qui semble apparaître surtout dans des grès microbréchiques à ciment calcaire — mais les contrôles microscopiques sont trop peu nombreux pour que nous puissions préciser les rôles respectifs de la composition minéralogique et de la microstructure dans la genèse de ce type d'altération.

En adoptant pour son « étage moyen » la dénomination de « schistes sphéroïdaux », Piroutet n'avait pas choisi une mauvaise caractérisation ; elle n'est toutefois pas assez générale.

Mais toutes ces variations ne doivent pas nous masquer les caractères pétrographiques généraux de la formation du flysch, dont voici un sommaire aperçu.

a) *Minéraux isolés.* — *Le quartz clastique* est quasi constant, sauf dans certains niveaux fins, marneux ou argileux. Il est en général nettement plus abondant que dans les calcaires de l'Éocène I.

Les plagioclases clastiques sont extrêmement fréquents. Leur importance volumétrique varie beaucoup d'une préparation à l'autre. Ils sont souvent très frais. Plusieurs déterminations dans des préparations provenant de points fort éloignés ont donné des résultats concordants : au moins 48 à 50 % d'anorthite, c'est-à-dire plagioclase situé vers la limite andésine-labrador. Nous verrons que les plagioclases des roches d'épanchement paléogènes présentent la même compo-

1. Ne pas confondre avec le Mé Aoui situé plus au SE, non loin de Moméa, où nous étudierons l'Éocène transgressif.

sition. Le reflet est frappant et rappelle celui observé entre les andésines des grauwackes triasiques et liasiques et les andésines des roches ignées rencontrées dans les grauwackes et le Jurassique supérieur du bassin de Poya. Un tel reflet ne saurait être fortuit.

L'augite clastique est présente dans près de la moitié des préparations. Elle se présente en petits grains mal clivés ressemblant étonnamment à ceux des basaltes paléogènes. Ces grains sont nettement plus petits que ceux rencontrés dans les grauwackes triaso-liasiques. Certaines préparations contiennent un très grand nombre de ces grains d'augite. Très rarement l'augite montre une épigénie en hornblende verte.

De la *hornblende*, isolée, n'a été rencontrée que dans 3 préparations, au total quelques grains. Et ceci ne manque pas de rappeler l'extrême rareté de la hornblende dans la formation des grauwackes. Cette rareté peut s'expliquer, évidemment, par l'instabilité relative de la hornblende par rapport à l'augite ; mais, dans le cas du flysch éocène, elle peut s'expliquer aussi bien par la grande prédominance de l'augite sur la hornblende dans les coulées supposées « alimentatrices ».

Micas et (ou) *chlorites* apparaissent dans deux tiers des préparations. Alors que dans la formation des grauwackes et dans la formation à charbon, la chlorite se présentait sous forme d'une sorte de « pâte » à cristallinité mal déchiffrable, ici elle se présente en lames à pléochroïsme plus ou moins accentué, mais toujours net. Cette chlorite est verte ou vert brunâtre. Du mica blanc est quelquefois associé à cette chlorite vert brunâtre. Plus rarement, on rencontre des lames de mica orangé rougeâtre qui, lorsqu'il est en grandes lames, présente un pléochroïsme accentué et ne se distingue pas d'une biotite normale.

La glauconie micro ou crypto-cristalline est fréquente. Souvent on observe des plages vertes, non pléochroïques, à biréfringence de l'ordre de 0,010 à 0,011, à extension quelquefois roulante, ne montrant aucun clivage régulier et qui ne sont manifestement ni des chlorites bien cristallisées, ni de la glauconie typique. Il est possible, sinon vraisemblable, qu'il existe ici des produits intermédiaires entre glauconie et autres silicates authigènes et qu'une étude minéralogique très minutieuse puisse mettre en évidence une telle filiation. Cependant, nous n'avons pas observé de relations de position constante entre glauconie et chlorites reconnaissables, qui puissent plaider en faveur d'une telle supposition.

Pour exceptionnelle qu'elle soit, la présence de grains d'*ilménite avec leucoxène*, et sans doute aussi de magnétite, dans trois préparations, est tout à fait suggestive et la répartition de ces minéraux présente un intérêt certain. Nous ne les avons rencontrés que dans les brèches de base du synclinal au S de la rivière du cap (350), sur la rive droite de la rivière Kouri (353) ; enfin dans une microbrèche du creek près de l'habitation Vuibert, près Bourail (369 [2]). Or, ces trois gisements sont situés en lisière des anticlinaux d'Éocène I, et à proximité des épanchements basaltiques qui s'étendent au NE de ces anticlinaux. En d'autres termes, ces grains de minerai se trouvent là où leur densité leur imposait de se sédimenter, dans l'hypothèse où ils proviendraient des basaltes. Cette observation de détail attire particulièrement l'attention sur la source des minéraux volcaniques du flysch, à savoir les coulées basaltiques.

Observation. — Grekoff et Gubler [1951, p. 287] signalent à plusieurs reprises de l'olivine et de la serpentine, celle-ci même en « galets ». Nous n'avons jamais observé ces minéraux dans nos préparations de flysch.

Il est intéressant de rappeler que Deprat [1905] avait annoncé la présence de « nouméite » dans des roches éocènes, et que Piroutet [p. 249] a fortement mis en doute cette affirmation. Je suis plutôt tenté, par mon expérience personnelle, de me ranger ici aux côtés de Piroutet.

L'affaire est importante parce qu'elle met en cause l'âge d'au moins une partie des péridotites. Les premiers galets de serpentine *certains* que j'ai rencontrés sont dans le Miocène de Népoui. Cependant on ne peut mettre en doute à coup sûr l'indication donnée par Grekoff et Gubler, d'autant plus que, à mon avis, certaines serpentines intercalées dans les basaltes pourraient bien en être contemporaines, et alors il serait possible d'en trouver des fragments remaniés dans le flysch.

b) *Éléments de roches remaniés.* — Ils appartiennent à deux catégories que je ne puis mieux qualifier que de « subautochtone » et « allochtone ».

Éléments remaniés subautochtones. — Ce sont principalement des fragments de phtanites (ou de phtanites-grès), de calcaires à *Globigerina* et *Globorotalia* (Pl. VIII, fig. 3 et 5) et de calcaires à *Discocyclina* de l'Éocène I. Dans ces fragments, on rencontre toutes les variations observées dans les mêmes roches en place de l'Éocène I : par exemple, la présence de rhomboèdres de dolomite dispersés dans certains fragments phtanitiques. La microfaune de ces éléments remaniés est strictement la même que celle des roches identiques en place.

Ces éléments remaniés présentent des dimensions fort variables, de 1 mm à 10 cm, souvent même plus grandes ; d'après ces dimensions, on peut distinguer des brèches plus ou moins grossières et des microbrèches.

En règle générale, les brèches les plus grossières se rencontrent à la lisière nord et nord-est du flysch, c'est-à-dire au contact des anticlinaux d'Éocène I. Ce sont donc bien des rides d'Éocène I, amorcées dès la fin du dépôt de celui-ci, qui ont alimenté en éléments remaniés l'aire de sédimentation du flysch. Les microbrèches se rencontrent à tous les niveaux, et souvent fort loin des rides alimentatrices. Ainsi, sur le littoral, à la « Roche Percée », un calcaire microbréchique à augite renferme de petits fragments phtanitiques.

L'extrême abondance, dans le flysch, de ces fragments de roches absolument typiques de l'Éocène I montre clairement l'antériorité de ce dernier par rapport au flysch. Il paraît inexplicable que Piroutet ait pu placer son étage des caillasses siliceuses (notre Éocène I) stratigraphiquement au-dessus de celui des « schistes sphéroïdaux » (notre flysch ou Éocène II). Cet auteur a pourtant vu, par exemple, les brèches de la vallée de la Kouri, dont l'examen macroscopique seul est assez convaincant. Notons dès maintenant en passant que cette inversion d'ordre que nous apportons dans la stratigraphie de l'Éocène peut présenter un gros intérêt pratique, car elle retournera nombre des structures indiquées par Piroutet. *Toute étude générale sur les possibilités pétrolifères de la Nouvelle Calédonie qui ne tiendrait pas compte de cette nouvelle stratigraphie serait donc entachée d'erreurs dans ses conclusions.*

Moins fréquents sont les éléments remaniés de calcaires à grands Foraminifères de l'Éocène I et ceci est normal puisque les lentilles de ces calcaires à *Discocyclina* liées à la formation phtanitique occupent un volume nettement plus faible que les phtanites eux-mêmes ou que les calcaires à *G.* et *GR.* Quelques-uns de ces éléments remaniés de calcaires à *Discocyclina* sont particulièrement intéressants, car ils contiennent eux-mêmes des éléments remaniés de calcaires à *G.* et *GR.* (366, vallée de la Kouri, sur crête portant le S^{t} 134). Ici, les brèches de l'Éocène II remanient donc des calcaires à *Discocyclina* de l'Éocène I, qui eux-mêmes remanient des calcaires à *G.* et *GR.* On a donc la succession :

1) calcaires à *G.* et *G. R.*
2) calcaires à *Discocyclina*, à éléments de 1 ;
3) brèches à éléments de 2.

Éléments remaniés « allochtones ». — Un caractère non constant, mais très fréquent, des préparations de l'Éocène II est de contenir de nombreux microgalets de roche microlitique, probablement andésite, où, en dehors des microlites feldspathiques, on ne peut guère observer que de la chlorite et pas d'autres éléments ferromagnésiens ; rarement ces microgalets renferment un peu de quartz. Ils ressemblent beaucoup aux microgalets de roches microlitiques de la formation des grauwackes. Souvent les microlites dessinent une fluidalité ; ils sont serrés et contigus, sans verre interstitiel.

Leur calibre est régulier et fin et jamais ils ne sont visibles aisément à l'œil nu dans les roches du flysch ; *a fortiori*, n'atteignent-ils jamais les dimensions des éléments remaniés subautochtones.

Ce calibrage régulier et cette nette différence pétrographique avec les basaltes néocalédoniens connus en place montrent qu'ils proviennent très vraisemblablement d'une région extra-néocalédonienne occidentale, relativement lointaine, et actuellement immergée. Le parallélisme avec ce que nous avons indiqué pour l'histoire de la sédimentation triaso-liasique est frappant. Par contraste, il est hautement intéressant de constater que les coulées néocalédoniennes, voisines de l'aire de sédimentation du flysch, n'ont livré le plus souvent à cette aire de sédimentation que des minéraux volcaniques isolés : augite, plagioclases, ilménite et fort rarement de véritables fragments de roches basaltiques. Du moins n'en avons-nous trouvé que dans deux préparations (sur 35). L'une est une véritable brèche volcanique, surtout à éléments de basalte, mais aussi de phtanite ; elle provient du synclinal de flysch de la rivière du Cap, un peu à l'W du St Moinrou. L'autre provient du creek descendant du flysch, près de l'Hon Vuibert, un peu au SE de Bourail. Ces deux points sont à proximité immédiate de l'aire basaltique et il est normal que l'on y trouve des fragments de basalte ; et ceci rappelle le phénomène observé à propos de l'ilménite. Mais si l'on s'éloigne de la région basaltique, en allant vers la mer, on ne retrouve bientôt plus que les minéraux isolés des basaltes. Il y a là un ensemble de suggestions convergentes, que nous aurions évidemment souhaité pouvoir étayer sur un nombre bien supérieur d'échantillons et de préparations, montrant que *la source des minéraux volcaniques isolés dispersés dans le flysch doit être cherchée dans les épanchements basaltiques*. Sans doute doit-on penser que les émissions sous-marines arrivant au contact de l'eau de mer se pulvérisaient partiellement, livrant ainsi des plagioclases, de l'augite, de la hornblende, de l'ilménite dissociés les uns des autres. Au contraire, les coulées volcaniques, très probablement extra-néocalédoniennes, d'où proviennent les microgalets microlitiques, étaient peut-être émergées. C'est là, évidemment, une indication tout à fait isolée et hypothétique qui ne permet pas de reconstituer l'histoire de la région adjacente occidentale aujourd'hui immergée. On peut néanmoins se demander si la « Tasmantis », qui aurait été submergée seulement au Tertiaire [*Browne, 1947*, p. 636] n'était pas encore émergée au moment du dépôt du flysch néocalédonien.

Microfaune. — J'ai indiqué plus haut que je ne vois pas la possibilité, en première approximation, d'établir, sur des bases lithologiques, une ou des coupures dans la formation. La micropaléontologie ne le permet pas non plus. Sur ce point nous sommes d'accord avec Grekoff et Gubler [1951], qui ne voient pas de différence appréciable entre la microfaune du forage de Gouaro et celle de la coupe de la Néra.

On relève dans nos préparations la présence des organismes suivants :

Globigerina, très fréquentes, et à tous les niveaux (Pl. VIII, fig. 1) ; *Discocyclina* (*s. l.*) dont *Asterocyclina* fréquentes (Pl. VIII, fig. 2 et 4) ; *Nummulites* et *Operculina* relativement rares ; *Amphistegina* assez fréquentes ; *Rotalidae* ; *Textularidae* ; *Miliolidae* ; *Planorbulina* ; débris de Bryozoaires ; Mélobésiées (dont *Lithophyllum*) abondantes ; Échinides ; Lamellibranches ; Radiolaires (en général calcédonieux, très rarement calciteux) ; spicules de Spongiaires.

D'après les observations de Grekoff et Gubler on pourrait préciser *Asterocyclina stellaris* Brünner et *A. aff. lanceolata* Schl., et il faut ajouter, d'autre part, *Biplanispira* et *Pellatispira*. Personnellement, si nous n'avons pas rencontré *Biplanispira* dans la formation du flysch proprement dite, nous l'avons rencontré dans *l'Éocène transgressif* (équivalent du « faciès récifal » des auteurs précités), que nous étudierons plus loin.

Il n'y a pas lieu, dans l'état actuel des connaissances, de se livrer à de longs commentaires sur la répartition de ces divers organismes. Un fait notable est la fréquence des *Globigerina*, rencontrées dans 24 préparations sur 35, alors que *Discocyclina* (*s. l.*) qui vient en second lieu, n'apparaît que dans 12, puis *Amphistegina* dans 8 préparations. Les *Globigerina* sont, indubita-

blement, le plus souvent « authigènes ». Elles sont souvent plus petites que celles des calcaires à *G.* et *GR.* remaniés dans le flysch [1]. Ces *Globigerina* remaniées montrent un remplissage calcitique limpide alors que les « authigènes » présentent souvent — mais non généralement — un remplissage pigmenté, plus ou moins ferrugineux (Pl. VIII, fig. 1).

Enfin, il semble que l'on rencontre aussi des *Globorotalia*, qui sont certainement très rares, mais que l'on a cru pouvoir déterminer dans trois préparations. Notons que, comme certaines *Globigerina*, ces *Globorotalia* pourraient être remaniées à partir de la formation antérieure.

D'une façon générale la trituration de ces divers organismes est fort accentuée, nettement plus que dans les calcaires à *Discocyclina* de l'Éocène I. Ce fait est normal ; une certaine agitation des eaux ayant dû être la conséquence de la surrection des rides d'Éocène I.

Age. — Quelques remarques préliminaires s'imposent.

1. La microfaune de ce flysch n'est guère différente de celle des calcaires à *Discocyclina* de l'Éocène I. Si donc l'on se basait sur les listes microfaunistiques seules, on n'aurait pas de raison de séparer les uns et les autres. C'est ce qui adviendrait à coup sûr à un chercheur ne disposant pas d'un contexte de terrain correct. Et cependant, entre ces calcaires à *Discocyclina* de l'Éocène I et le flysch, s'intercale un épisode de remaniement important. En d'autres termes, l'épisode de plissement et de remaniement, accompagné de modifications très notables des conditions de dépôt et, par conséquent, du faciès et du microfaciès minéralogique, n'a pratiquement guère modifié la microfaune.

Mais il est juste de noter que le remaniement a dû succéder de peu au dépôt des calcaires à *Discocyclina* de l'Éocène I.

2. Ce qui précède est vrai à l'aplomb des calcaires à *Discocyclina* de l'Éocène I. Par contre, à l'aplomb des calcaires à *G.* et *GR.*, c'est-à-dire dans la partie nord-occidentale du bassin, surtout aux environs du cap Goulvain et de Deva, le plissement et le remaniement sont suivis d'une profonde modification de la microfaune. En même temps qu'apparaissent les remaniements et l'augite, disparaît l'association exclusive *Globigerina-Globorotalia* et apparaissent les grands Foraminifères. *La disparition quasi-totale (ou totale?), ou au moins la régression brutale, des* Globorotalia *présente un intérêt stratigraphique fondamental.* Car cette disparition ne semble pas liée à des modifications purement écologiques puisqu'aussi bien les *Globigerina*, qui étaient antérieurement leurs compagnes, continuent de vivre. Enfin l'apparente diminution de taille des *Globigerina* [2] présente-t-elle peut-être aussi un intérêt chronologique ; mais il faudrait d'abord savoir si le phénomène est réellement général.

Ces remarques étant faites, nous pouvons essayer de dater le flysch. Le lecteur se reportera utilement aux observations déjà faites, avec références, à propos de la démonstration de l'âge des calcaires à *Disc.* de l'Éocène I (p. 83).

Asterocyclina nous place dans l'Éocène moyen ou supérieur. *Biplanispira* « appears to be a good index-fossil, for Caenozoic b » [*Van der Vlerk, 1950*, p. 62]. L'assimilation de la formation du flysch, de notre Éocène II, au Tertiaire *b* indonésien est donc tout à fait acceptable. Quant à la corrélation entre le Tertiaire *b* et l'Éocène supérieur, ou Priabonien, avancée par Mohler [*1948*], et admise par Gregoff et Gubler, elle n'est peut-être pas parfaite. Mais il n'en reste pas moins que l'âge *pro parte* priabonien de l'Éocène II est hautement vraisemblable.

Même s'ils n'y sont pas remaniés, la présence de *quelques Globorotalia* ne saurait y contredire,

1. Mais dans certaines préparations, on peut voir des *Globigerina* indubitablement remaniées et en suivre les phases d'isolement à partir des fragments remaniés de calcaire à *G.* et *G.R.*

2. Qui serait à vérifier par des mensurations systématiques.

puisque ce genre est également représenté dans l'Éocène supérieur (par exemple *G. crassula*) et bien au delà.

L'âge de la formation du flysch (Éocène II) *peut être considéré comme éocène supérieur et sensiblement équivalent du Tertiaire* b *indonésien.*

2. *FACIÈS VOLCANIQUE DE L'ÉOCÈNE II. LES COULÉES BASALTIQUES SOUS-MARINES.* — Nous ne les mentionnons ici que pour mémoire. En effet, leur individualité du point de vue pétrographique, leur extension géographique très vaste et disjointe de celle du flysch, enfin le fait qu'elles ne sont pas nécessairement parfaitement contemporaines de celui-ci nous ont conduit à les figurer sur la carte sous une couleur distincte, au même titre que les autres formations. Nous en isolerons donc l'étude dans un chapitre spécial.

Mais il y a lieu, pour compléter ici la stratigraphie de l'Éocène et permettre la compréhension de sa paléogéographie, d'indiquer l'âge de ces épanchements.

Il n'est pas possible de les dater directement car les intercalations sédimentaires qui leur sont associées, à l'exception de quelques traces de Radiolaires dans du minerai de manganèse, ne nous ont encore montré aucune autre microfaune, et nous doutons fort qu'on en puisse découvrir dans ce genre de cortège. Mais on peut les dater approximativement par quelques remarques latérales. Ces épanchements sont nécessairement postérieurs à la formation à charbon et à la formation phtanitique, qui ne contiennent absolument aucune intercalation volcanique ou à minéraux volcaniques.

D'autre part leurs minéraux constitutifs, et même occasionnellement des fragments de basalte, se retrouvent dans le flysch. Ils sont donc nécessairement antérieurs ou contemporains de celui-ci. Mais nous avons noté que, dès qu'apparaissent les remaniements, c'est-à-dire dès le début de l'Éocène II, l'augite apparaît et aussi des plagioclases de même composition que ceux des basaltes. Il s'ensuit nécessairement que *le début des coulées est ici approximativement synchrone du début de l'Éocène II.*

Cette vue est confirmée par l'indication suivante : dans le synclinal d'Éocène II pincé entre les anticlinaux du Cap et de Deva-Trois Frères, un peu au N du S^{t} Moinrou, nous avons observé des interdigitations manifestes de basalte et de brèches à éléments basaltiques et phtanitiques, appartenant à la formation du flysch. C'est la seule région où nous connaissions une telle association. Ailleurs, flysch et épanchements sont répartis dans deux domaines bien séparés, respectivement au SW et au NE de l'anticlinal du Cap, prolongé par celui de Bourail-Ouaoué.

Je suggère donc, à titre d'hypothèse hautement vraisemblable, que les épanchements basaltiques ont été en partie contemporains du dépôt du flysch. *Ils sont donc, au moins partiellement, d'âge Éocène II.*

Mais quel peut être l'âge de la fin de ces émissions ? La première formation postérieure à l'Éocène II qui contienne des fragments de basalte, et surtout de l'augite — très abondante et aussi remarquablement fraîche que dans le flysch — est le Miocène de Népoui, d'ailleurs transgressif sur les coulées. Ce Miocène serait, nous le verrons, l'équivalent du Tertiaire *e-f*^{1} indonésien c'est-à-dire sensiblement de l'Aquitanien-Burdigalien. Il subsiste donc un grand hiatus correspondant à tout l'Oligocène. Il est fort possible qu'une partie des épanchements basaltiques déborde sur l'Oligocène [1]. *On ne peut donc mieux préciser, pour l'âge du cortège d'épanchement, que paléogène.*

1. A. Arnould nous a fait savoir que, dans la région Bouloupari-Nouméa, les épanchements seraient, d'après lui, en grande partie postérieurs à l'Éocène II, ce qui confirmerait cette possibilité. Mais il faut attendre les résultats définitifs.

C. L'Éocène transgressif de la région du creek Aymes (bassin de Bourail).

Localisations et généralités. — Depuis l'embouchure du creek Aymes jusqu'au S^{t} Mé Aoui, nous rencontrons des terrains éocènes dont les faciès diffèrent quelque peu de ceux du flysch, et encore plus de ceux de l'Éocène I. L'interprétation de cette région est très délicate, pour diverses raisons : brousse extrêmement dense — allure déprimée du bassin du creek Aymes, aucun fait morphologique saillant — ajoutons le peu de temps que nous avons pu lui consacrer. Pomeyrol [1951, p. 279] fait savoir qu'il a éprouvé aussi beaucoup de difficultés dans l'interprétation de cette région.

Cet auteur pense cependant pouvoir isoler cartographiquement une «formation du creek Aymes» qui serait « discordante et transgressive sur la formation de Bourail » (qui correspond à nos épanchements paléogènes). On saisit mal ce qu'il veut dire par là puisque, d'après la carte même donnée par cet auteur [pl. III], *la formation du creek Aymes ne vient nulle part au contact de la formation de Bourail.* Nous sommes par contre d'accord lorsqu'il voit, dans la formation du creek Aymes, une « sorte de faciès récifal » du Priabonien, par opposition au « faciès paralique » du même âge, qui correspond à notre flysch.

Comme Grekoff et Gubler, nous pensons que les terrains éocènes du creek Aymes ne constituent qu'un faciès — sublittoral ou même littoral et récifal — du Priabonien ou, comme nous le préférons, de l'Éocène II. Il est intéressant de noter que les deux auteurs parviennent à cette conclusion sur une base essentiellement micropaléontologique. Or, l'observation du terrain m'avait conduit à la même conclusion. Je n'ai pu voir, en effet, de coupure nette entre le flysch et les terrains du creek Aymes, et je ne pense pas pouvoir, comme Pomeyrol, individualiser cartographiquement une « formation du creek Aymes ».

Le fait saillant dans cette région est le contact direct entre les terrains éocènes et la formation des grauwackes qui, dans le bassin du creek Aymes et dans le creek de l'Oranger, situé immédiatement au SE, est essentiellement liasique (nombreux gisements à *Pseudaucella marshalli*). Des terrains triasiques supérieurs sont peut-être présents à la Pointe Javano, sur le littoral, mais nous avons vu que cette attribution chronologique est plutôt douteuse. D'après les pendages que nous avons relevés dans les grauwackes liasiques, surtout sur le creek de l'Oranger, il semblerait que celles-ci forment une terminaison périanticlinale assez régulière, qui vient plonger sous l'Éocène du creek Aymes.

La limite orientale de cet Éocène, dont la figuration sur notre 100.000^{e} (f. 6) doit être considérée seulement comme une tentative, est franchement disharmonique par rapport à beaucoup de directions relevées dans les grauwackes voisines. A la Pointe Javano le fait est évident.

Nulle part dans le contact nous n'avons pu observer la moindre trace de la formation phtanitique (Éocène I) ou de la formation à charbon. Pour retrouver ces formations il faut atteindre le versant nord-est du Mé Aoui, ou redescendre vers la Foni Baya (haute Nessadiou).

Nous assistons donc ici, dans la région littorale, à un changement rapide et radical de la paléogéographie de l'Éocène, que nous chercherons à interpréter plus loin.

Les terrains éocènes du creek Aymes sont donc transgressifs et, quoique plissés, discordants sur les terrains liasiques. D'où la dénomination d'*Éocène transgressif* pour ces terrains.

Lithologie. — Le long de la lisière de cet Éocène transgressif les faciès sont très changeants. Nous y avons reconnu notamment : des lentilles de *calcaires* très riches en organismes, souvent bréchiques, polygéniques, des *marnes* pauvres en organismes, des *grès* microconglomératiques et même un véritable *conglomérat* au Mé Aoui, à quoi il faudrait ajouter des *argiles à gypse*, recon-

nues [1] un peu à l'E de la limite que nous avons assignée à l'Éocène transgressif, et qui sont figurées sur la carte (f. 6) sous la forme d'une petite tache isolée.

Les *calcaires* forment des masses lenticulaires souvent bien individualisées ; par exemple sur la rive droite du creek Aymes, en aval de la route Bourail-Moindou, et sur la rive gauche du même creek un peu en amont de la route (affleurement couvert de banyans). Dans l'ensemble, ces calcaires sont moins détritiques que la formation du flysch. *Cependant les apports terrigènes s'y font nettement sentir. Mais ces apports sont radicalement différents de ceux du flysch. On ne trouve pas ici de fragments remaniés de calcaire à* G. *et* GR. *et de phtanite.* Les roches remaniées que nous y avons vues ne sont pas des plus typiques et sont souvent difficilement attribuables aux formations antérieures. Cependant quelques-unes semblent pouvoir être rapportées à la formation des grauwackes sous-jacentes. D'autres sont « aberrantes » en ce sens que nous n'en connaissons pas le gisement en place ; ainsi dans un calcaire polygénique à débris d'Échinides, entre l'embouchure du creek Aymes et la Pointe Javano, un fragment d'une roche ignée microgrenue ne montrant que des plagioclases et du quartz, avec micropegmatite interstitielle et un peu de chlorite.

On se souvient cependant que nous avons signalé, en place dans la formation des grauwackes ou le Jurassique supérieur du bassin de Poya, des microdiorites et microgabbros quartziques, quelquefois à micropegmatite. Il n'est pas impossible que de telles roches existent ou aient existé, dans la formation des grauwackes de la région creek Aymes-Moindou.

Un autre type d'éléments remaniés très fréquents sont des microgalets microlitiques, parfaitement identiques à ceux du flysch, et que nous avons qualifiés d'« allochtones » car nous n'en voyons pas la source sur le territoire néocalédonien. Nous avons indiqué que ce sont probablement des galets d'andésite. Cependant, dans un cas seulement, nous avons rencontré quelques cristaux d'orthose indubitable, plus gros que les microlites, dans un fond vitreux. Il semblerait donc qu'il pourrait y avoir, parmi ces galets, des produits de destruction de trachy-andésites, voire même peut-être de trachytes. Quoi qu'il en soit, ces microgalets microlitiques (non basaltiques) rappellent fortement ceux du flysch éocène II et l'on peut se demander si l'on ne serait pas en droit d'en tirer un parti stratigraphique.

Par contre, parmi les minéraux clastiques isolés, nous ne rencontrons pas l'augite, qui s'avère être un véritable « fossile caractéristique » du flysch. Cependant nous devons préciser que dans les couches, que nous ne pensons pas pouvoir séparer du flysch, comprises entre la basse Nessadiou et le creek Aymes, le long de la route Bourail-Moindou, l'augite paraît sinon absente du moins extrêmement rare. Il est donc très probable que, dans cette région sud du bassin de Bourail, l'augite des émissions basaltiques ne parvenait pas.

Enfin des plagioclases frais et craquelés, ou damouritisés, des quartz, un peu de chlorite, un peu de glauconie ne sont pas inusuels dans les calcaires, mais y sont au total peu abondants.

Microfaune. — Elle est très comparable à celle du flysch, à cette différence près que les fragments d'Échinides, d'Algues, et quelquefois de Bryozoaires sont ici beaucoup plus concentrés et nettement moins triturés que dans la plupart des roches du flysch.

Ces lentilles calcaires représentent donc des « constructions » en eau peu profonde, à proximité même du littoral et l'on peut parler, comme Grekoff et Gubler, d'un *faciès récifal.*

On y rencontre :

Biplasnispira (Pl. VIII, fig. 7) ; *Discocyclina* (*s. l.*), dont *Asterocyclina* (Pl. VIII, fig. 6) ressemblant à *A.* aff. *stellaris* Brünner [Grekoff et Gubler, 1951, pl. II, fig. 7] ; *Nummulites* ; *Operculina* ; *Amphistegina* ; *Assilina* ; *Alveolina* (très rares) ; *Sphaerogypsina* ; *Globigerina* ; *Globorotalia* ; *Miliolidae* (rares) ; *Rotalidae*

1. Par J. Avias.

(rares) ; *Fabiania* ; Mélobésiées (*Lithophyllum*) ; Échinides ; Bryozoaires ; couches lamelleuses de Lamellibranches ; débris de test de Brachiopodes.

Si l'on compare à la liste donnée, pour le faciès récifal du creek Aymes, par Grekoff et Gubler [1951, p. 288], on voit que ces auteurs signalent en plus *Pellatispira* mais n'ont pas rencontré ici *Alveolina* et *Fabiana; Alveolina* est d'ailleurs très rare et très mal conservé. Des genres à affinités plus particulièrement récifales, vivant dans les plattiers, sont donc présents au creek Aymes comme beaucoup plus loin au S, à Ouitoé.

Age. — La microfaune est trop semblable à celle du flysch pour que l on puisse écarter le parallélisme avec notre Éocène II. *On doit donc considérer l'Éocène transgressif du creek Aymes comme d'âge essentiellement éocène supérieur, et comme tombant dans les limites du Tertiaire* b *indonésien*[1].

Cependant nous y notons la présence certaine de quelques *Globorotalia*, d'ailleurs non déterminés. Ceci ne contredit pas l'attribution stratigraphique, mais on peut se demander si l'âge de cet Éocène transgressif ne serait pas à cheval sur l'Éocène I et l'Éocène II, c'est-à-dire approximativement Éocène moyen. Alors on pourrait penser que la transgression de l'Éocène sur le Lias aurait pu commencer vers la fin de l'Éocène I, au moment où s'amorçaient les premiers mouvements — mais avant le début des remaniements et avant les premières émissions volcaniques (ce qui pourrait expliquer l'absence d'augite).

Ceci n'est d'ailleurs qu'une pure hypothèse, beaucoup trop nuancée par rapport à la précision chronologique que l'on peut espérer, et mieux vaut s'en tenir à la contemporanéité de l'Éocène transgressif et du flysch proprement dit.

Dans ces conditions nous considérons l'Éocène transgressif du creek Aymes comme un simple faciès frangeant et sub-littoral de notre Éocène II. Sur la carte (f. 6) nous lui avons, sur la teinte de fond de l'Éocène II, affecté un figuré de faciès dont la position est simplement évocatrice.

Quelques variations de faciès et leur signification paléogéographique. — La liste faunistique donnée plus haut est synthétique. En fait, la composition organique varie beaucoup d'un point à un autre. Localement, par exemple sur la rive gauche du creek Aymes, un peu en amont de la route Bourail-Moindou (affleurement couvert de Banyans), et sur le versant sud de la « Montagne de la Grande Scierie », sur le littoral, on peut rencontrer des calcaires presque exclusivement constitués de débris d'Échinides. Nous avons d'ailleurs trouvé, sur cette montagne, quelques traces, malheureusement indéterminables, d'aires ambulacraires d'Oursins.

Ailleurs, comme au St Mé Aoui, les Bryozoaires, accompagnés de Mélobésiées et de débris d'Oursins, constituent la dominante. Ailleurs encore, et sans doute plus fréquemment, le calcaire est constitué, en proportions variables, de grands Foraminifères et de débris d'Algues et Échinides.

Les faciès marneux de l'Éocène transgressif sont tout à fait comparables à ceux du flysch de la baie de Nessadiou par exemple. Ils contiennent essentiellement des *Globigerina* et occasionnellement de rares *Globorotalia*. Nous en avons rencontré en plusieurs points des rives du creek Aymes, entre la route et le St 268.

Un grès feldspathique, microconglomératique, à ciment calcaire, récolté sous le St 268, vaut la peine d'être mentionné. Il renferme des quartz, gros et nombreux, des plagioclases fortement damouritisés, de la chlorite et de la glauconie, des fragments de roche microlitique, dans un ciment calcitique peu abondant.

1. Encore que, d'après J. Cuvillier (renseignement verbal), *Sphaerogypsina* serait, en Europe, plutôt un argument en faveur de l'Éocène moyen. *Fabiania* est connu du Lutétien supérieur d'Aquitaine et était considéré jusqu'ici comme restant dans les limites de l'Éocène. Mais Grekoff et Gubler [1951, p. 291 et pl. IV, fig. 23] le signalent du Tertiaire *e-f* (Miocène) de Bouloupari...

Au microscope, une telle roche ressemble extraordinairement à une grauwacke. N'était la présence de rares débris de Mélobésiées et surtout d'un petit *Camerinidae* on pourrait donc la prendre pour du Trias ou du Lias.

Si l'on ajoute que la patine d'altération des grauwackes a la même couleur brun orangé que celle de cette roche, et plus généralement des roches de l'Éocène II, qu'occasionnellement dans les grauwackes peut apparaître l'altération sphéroïdale, on voit *que le mimétisme est quelquefois parfait entre l'Éocène et son substratum.* La cartographie est alors des plus mal commodes et seules les lentilles de calcaires à organismes peuvent servir de repères sûrs. Aussi comprendra-t-on que nous donnions la limite de l'Éocène transgressif sous toutes réserves.

Enfin, un conglomérat très curieux a été rencontré au Mé Aoui, sur le flanc ouest, sous un calcaire à Bryozoaires très cristallin, polygénique, à fragments remaniés verts. Il s'agit d'un niveau à galets roulés où les galets sont seulement collés par leurs bords, et non unis par un ciment (peut-être dissolution d'un ciment calcaire ?). La composition de ces galets est assez variable. Les uns sont de grès glauconieux et calcaire, où la glauconie est remarquablement abondante et peut occuper près des 2/3 du volume. Des grains de fer titané y sont parfois abondants. D'autres galets sont d'un grès plus banal, avec plagioclases altérés, microgalets de roche microlitique dans un ciment argileux brun.

Nous voyons donc ici un jeu complexe de *remaniements certainement littoraux.* L'extrême abondance de la glauconie est digne de mention ; c'est la seule roche vraiment très riche en glauconie que nous connaissions dans l'Éocène néocalédonien ou dans des formations antérieures. Krumbein et Sloss [*1951*, p. 144 et 360] estiment que l'on connaît peu de choses relativement à la signification de la glauconie, et ne précisent pas qu'elle puisse présenter, à l'occasion, une relation avec la bathymétrie. Or, au Mé Aoui, l'abondance de la glauconie semble bien liée à un faciès de transgression tout à fait littoral. Les nombreux grains de fer titané évoquent aussi parfaitement bien une *concentration sur une plage.*

Nous avons porté notre attention sur ces grains de minerai des galets du conglomérat après avoir récolté au-dessous du Mé Aoui, dans le creek immédiatement au NW de l'H^{on} Eschenbrenne, un galet actuel (1283) de minerai, de plusieurs centimètres de diamètre. Or, ce galet présente la composition suivante (C. T. A. C., C. N. R. S., 1951) :

SiO_2 : 5,20 — Fe_2O_2 : 30,0 — FeO : 20,50 — TiO_2 : 39,60 — MnO : 0,50 — MgO : 0,60 — CaO : 0,15 — H_2O : 1,05 — H_2O + : 2.30.

Si l'on fait passer tout le FeO dans de la crichtonite (Fe TiO_3) il reste un excès de TiO_2. Nous n'avons pu étudier ce minéral de plus près. En tout cas l'examen microscopique suggère très fortement que les grains de minerai du conglomérat du Mé Aoui sont identiques à celui-ci. Dès lors il devient très vraisemblable que ce gros galet de minerai descend du conglomérat du Mé Aoui ; et il paraît beaucoup moins probable qu'il puisse prendre directement sa source dans la formation sous-jacente des grauwackes. *Mais tout ce fer titané pourrait bien provenir* des *grauwackes constituées essentiellement de matériaux éruptifs, et avoir été concentré par le jeu des vagues sur le rivage de la mer éocène.* Aussi suggérons-nous cet attrayant détail paléogéographique.

Peut-être pourrait-on retrouver ce conglomérat en d'autres points de la marge de l'Éocène transgressif. Pour être précis, il faut enfin indiquer que l'âge du conglomérat est déduit de considérations logiques, mais non démontré. Il se situe entre du Lias et de l'Éocène. Mais on voit mal comment, paléogéographiquement, il pourrait se placer dans une formation antérieure à l'Éocène.

Conclusion. — En résumé on peut proposer la conclusion suivante. Durant l'Éocène II néocalédonien, sensiblement équivalent au Tertiaire *b* indonésien et à l'Éocène supérieur européen, la mer du flysch de Bourail s'est avancée sur les terrains liasiques dans la région du creek Aymes. L'approche de l'ancien littoral est surtout marquée par des lentilles de calcaires très riches en organismes, correspondant à d'anciens « récifs » ou « trottoirs », et par le conglomérat du Mé Aoui.

D. L'Éocène du bassin de Pouembout.

Nous ne lui consacrerons que peu de place car il pose encore bien des problèmes, dont la solution nécessitera des recherches détaillées.

Dans le bassin de Koné-Pouembout (f. 4) nous trouvons bien encore certains jalons que nous avons définis plus haut. Nous rencontrons bien l'équivalent partiel de l'Éocène I, représenté par de grosses masses lenticulaires de calcaire à *Globigerina* et *Globorotalia* : Pic Koné, Rocher de Kovéi (ou Grostens de Piroutet, Groateu de la carte la plus récente). Mais la formation phtanitique (au sens large) n'est pas visible ici, pas plus d'ailleurs que de l'autre côté des péridotites du Koniambo, dans la bassin de Témala. J'interprète l'absence des phtanites comme peut-être liée à la transgressivité, dans toute cette région, des épanchements paléogènes sur la formation à charbon — et cette transgressivité est normale puisque les plissements cénozoïques ont commencé avant le gros de l'émission des basaltes paléogènes.

Mais, outre que cette explication ne nous satisfait pas pleinement, d'autres « anomalies » apparaissent dans le bassin de Pouembout, qui ne peuvent pas s'intégrer dans notre cadre stratigraphique.

Lorsque l'on marche de l'W vers l'E le long de la rivière Pouembout, on traverse d'abord une vaste région de collines basses, basaltiques, avec tufs associés, qui viennent en contact direct, au N, avec une longue et flexueuse bande de la formation à charbon.

1. L'anticlinal de Boutana (fig. 11 A). — Tout près de la station de Boutana surgissent plusieurs pointements calcaires avec Banyans. L'un de ces pointements, situé au confluent du creek Papaynda et de la rivière de Pouembout, montre des faciès variés qui peuvent être attribués à l'Éocène I (fig. 11 B). Nous y trouvons, en effet, des calcaires en plaquettes avec lentilles de phtanite noir et, tout près du contact avec la série volcanique, des calcaires avec petites inclusions de phtanite, qui semblent annoncer un remaniement. Ce remaniement pourraît être, *grosso-modo*, contemporain de celui observé dans le bassin de Bourail. On aurait donc bien ici une ride d'Éocène I surgissant au travers des épanchements paléogènes.

Des affleurements à peu près comparables se rencontrent au N et au NW de celui-ci, sur la rive droite de la Pouembout, où l'on retrouve des calcaires et des phtanites, et au SE, tout près du creek Boutana, où l'on voit des phtanites noirs, microbréchiques et des blocs de calcaire crème, à grain fin, qui semble bien identique aux calcaires à *G.* et *GR.*

Il me semble, bien que je n'ai pas eu le loisir d'étudier la microfaune de ces affleurements, qu'on peut les assimiler encore à l'Éocène I et les interpréter comme jalonnant un *anticlinal* orienté NW-SE. Cet anticlinal, notons-le, présente une direction tout à fait disharmonique par rapport à celle de la formation à charbon, des grauwackes et des terrains métamorphiques plus internes qui, dans l'ensemble, sont orientés W-E.

2. La formation de la rivière Poualoa (Éocène II ?) — Au delà de l'anticlinal de Boutana on ne rencontre plus de roches volcaniques. En remontant la rivière Poualoa, qui n'est autre que la partie haute de la Pouembout, on entre dans une formation de roches tout à fait particulières, qui ressemblent bien à certaines parties de la formation du flysch de Bourail, mais où je n'ai pu trouver un seul Foraminifère ayant valeur stratigraphique.

Il s'agit de grès à grain fin, avec lamelles de mica brun ou de chlorite et quelques plagioclases, à ciment argileux ou calcaire, et de calcaires marneux ou marno-gréseux, contenant également des lamelles de chlorite ou de biotite et quelquefois de nombreux cristaux de pyrite.

Il s'y intercale des brèches (et même des poudingues), quelquefois assez grossières, avec des éléments de 5 à 6 cm de diamètre, comme par exemple près du confluent de la Poualoa et du Sibou. Certains éléments d'un de ces conglomérats sont formés de calcaire marneux identique à ceux de la formation. Certains des conglomérats proviennent donc du remaniement du dépôt lui-même, mais il n'est pas certain que le fait soit général.

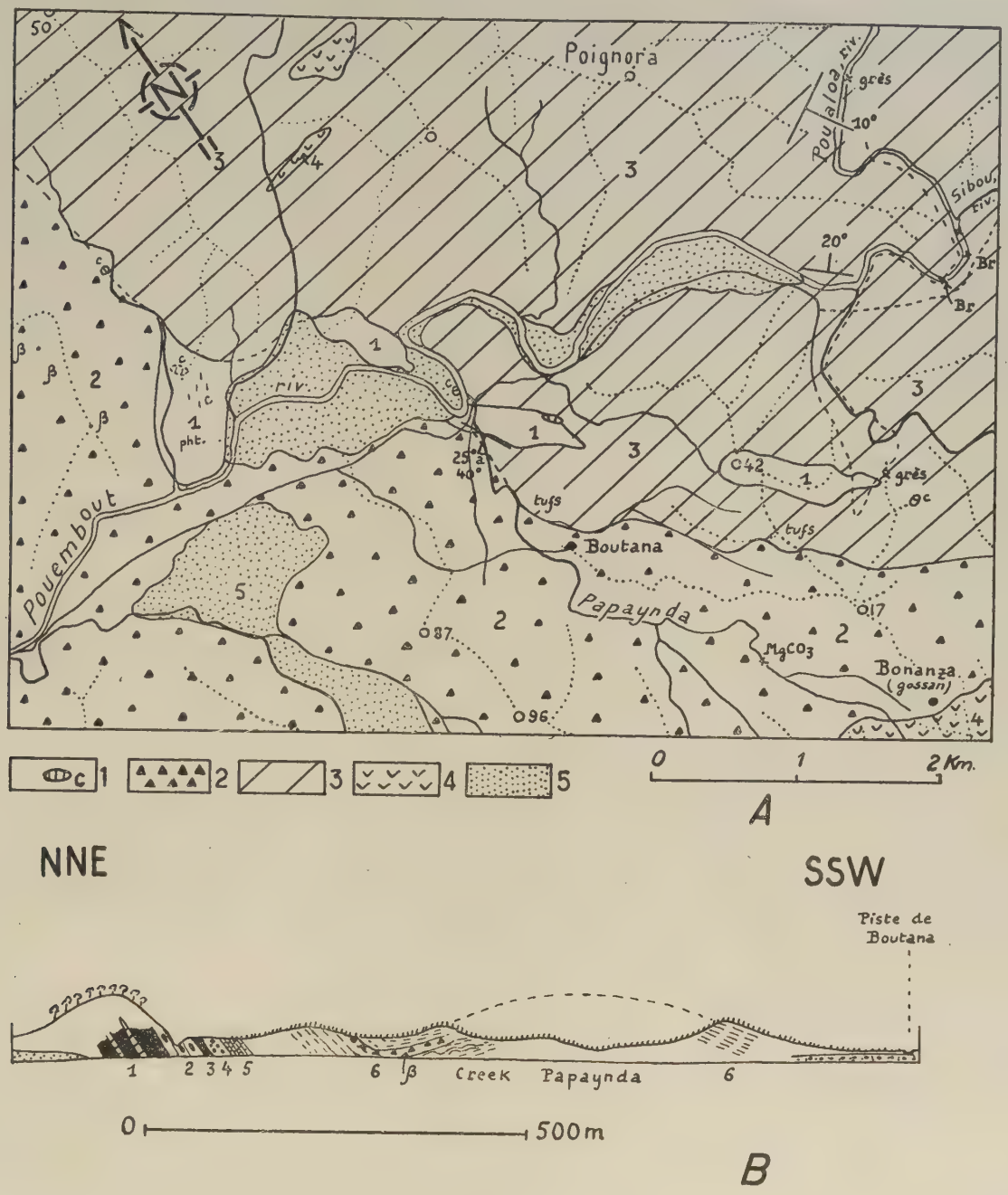


FIG. 11.

A. — L'anticlinal de Boutana (bassin de Pouembout, f. 4).

1 : Phtanites et calcaires, Éocène I. — 2 : Basaltes, avec peu de tufs. — 3 : Tufs volcaniques (près de Boutana) ; grès fins, calcaires marneux et marno-gréseux, brèches (Br) et poudingues (en amont de Boutana) ; série hypothétiquement assimilée à l'Éocène II. — 4 : Péridotites et serpentines. — 5 : Alluvions.

B. — Coupe relevée dans le bas du creek Papaynda (profil exagéré et approximatif).

1 à 5 : Faciès attribuables à l'Éocène I ; 1 : Phtanites et calcaires finement lités. 2 : Calcaire en plaquettes avec lentilles phtanitiques, 3 : Phtanite noir. 4 ; Calcaire à inclusions de phtanite, 5 ; Calcaire, — 6 ; Tufs volcaniques, à veines calcitiques plissotées, et basalte doléritique ; β.

En fait de microorganismes, et encore de mauvaises traces, je n'ai pu trouver, dans huit préparations seulement il est vrai, que des fantômes calcitisés, peut-être de Radiolaires, car ils ne montrent pas de test différencié (phénomène rencontré dans les calcaires à *G.* et *G. R.*), et, dans un grès, de très rares et très mauvaises *Globigerina*, remplies d'un produit limonitique.

L'attribution de cette formation à l'Éocène est donc largement problématique dans l'état actuel des connaissances. Cependant on ne voit pas non plus de quelle formation antérieure on pourrait la rapprocher. Force nous est donc de procéder par comparaison de faciès. Il est indubitable que *les faciès de l'Éocène daté qui ressemblent le plus à cette formation sont ceux, ou plutôt certains, du flysch de Bourail.* On notera d'ailleurs que maintes parties de ce flysch, et précisément les parties marneuses à grain fin, sont azoïques, ce qui serait un encouragement de plus à pousser la comparaison. Nous suggérons donc l'assimilation à l'Éocène II.

Nous ne trouvons pas ici d'argument minéralogique, tel que la présence d'augite, si fréquente dans le flysch bouraillais (peut-être un grain dans une préparation de grès ?). Enfin, et bien qu'un tel genre d'argumentation soit détestable en matière stratigraphique, il faut remarquer que la structure de cette formation de la Poualoa semble relativement très calme. Les pendages y sont très souvent de l'ordre de 10 à 20° seulement ; ils semblent d'ailleurs présenter des directions assez variables, quelquefois au SE, d'autres fois au NE, d'autres fois au N. Sur le flanc ouest du mont Pamengou les bancs sont quasi-horizontaux. Aucun microplissotement n'est visible, comme on peut s'en assurer sur les bords de la rivière Poualoa, où les bancs sont parfaitement réguliers.

Ce calme tectonique contraste avec la structure beaucoup plus redressée des plis plus internes, sur la haute Poualoa. Il reste alors deux hypothèses : ou bien cette formation est transgressive et discordante sur les formations antérieures, et elle est tout à fait tardive par rapport au développement de l'orogénèse cénozoïque, et alors ceci tend à confirmer son âge éocène II, voire même un peu plus tardif ; ou bien elle est calme parce qu'elle repose sur une masse profonde sur laquelle elle se conforme plus ou moins étroitement, et alors on ne peut plus rien présumer quant à son âge. Mais on aperçoit tout de suite la difficulté : il peut y avoir, en effet, une combinaison des deux causes.

Ainsi le flysch de Bourail, peu intensément plissé dans la région littorale et là où il repose sur un substratum « rigide », se redresse à 40° ou 50° le long des anticlinaux déversés de la région de Bourail. Ici le rôle du substratum est évident.

Pour conclure nous préciserons que c'est de façon tout à fait hypothétique que nous avançons l'assimilation de la formation de la Poualoa à l'Éocène II. Des recherches détaillées restent à entreprendre pour en vérifier ou en infirmer le bien-fondé [1].

Remarque relative a la cartographie dans cette région. — La formation de la Poualoa est encore assez bien individualisée lorsqu'on en peut voir des coupes fraîches. Elle apparaît alors en lits bien réguliers de couleur bleue. Elle forme dans les régions basses des collines aux formes arrondies et molles, couvertes surtout de Graminées sèches, qui, par leur morphologie et leur flore, ressemblent beaucoup, et même miment tout à fait les régions basaltiques. Mais, dans les régions élevées et forestières, comme entre rivières Sibou et Ouendé, en direction de Forêt-Plate, on ne rencontre souvent plus que de la terre jaune ou des affleurements altérés dont la patine n'est pas différente de celle des grauwackes altérées. Nous ajouterons enfin que la haute Poualoa, son affluent, la Ouendé, et la ligne de partage des eaux au N du mont Katepouenda, sont d'un accès réellement difficile ; et que les photographies aériennes obliques qui les couvrent ne sont pas du tout expressives. On doit donc considérer la cartographie de ce secteur (f. 4) comme approximative [2].

1. J'ajouterai que mon état de santé était fort défectueux au moment des courses dans cette région, et que je n'ai pu y retourner par la suite.

2. A. Arnould a bien voulu, après notre départ, se charger de compléter la cartographie d'une partie de cette région (f. 4).

E. L'Éocène discordant du synclinal de Buadio, bassin de Koumac.

Dans le bassin de Koumac, l'Éocène I présente ses faciès typiques : phtanites avec petits lits dolomitiques et surtout lentilles ou grands alignements plus ou moins lenticulaires de calcaires à *Globigerina* et *Globorotalia*. Puis viennent les basaltes paléogènes.

Mais ce schéma comporte une complication. Dans l'angle sud-est du bassin, tout le long de la rivière Buadio, affluent de gauche de la Koumac, apparaissent des roches que l'on ne peut placer ni dans l'Éocène I, ni dans l'Éocène II, tels que nous les avons définis.

Lithologie. — Il s'agit surtout de *brèches* et de *microbrèches*, ou calcaires microbréchiques. Le type le plus caractéristique comporte des fragments remaniés de phtanites à grain fin, avec Radiolaires, de phtanites à dolomite, et, infiniment moins abondants, de calcaires à *Globigerina*.

La dimension des fragments remaniés varie le plus souvent de 1 mm à 2 ou 3 cm ; elle peut atteindre plusieurs dizaines de centimètres dans la partie orientale de la bande des brèches.

Ces éléments anguleux sont noyés dans un ciment curieux, et unique à notre connaissance dans cet Éocène, en ce sens qu'il est calcaréo-dolomitique, calcitique, et criblé de rhomboèdres de dolomite. Il est difficile de ne pas voir une relation entre la présence de dolomite dans ce ciment et l'abondance de celle-ci dans les phtanites remaniés et dans les phtanites en place de tout le bassin de Koumac. J'ai déjà suggéré (voir dolomies de l'Éocène I) que la dolomite du ciment peut fort bien provenir du remaniement de la dolomite des phtanites, et non d'une dolomitisation « posthume ».

Le ciment est presque totalement azoïque. Nous n'y avons vu que quelques *Globigerina* très mal conservées et aucun grand Foraminifère. Nous sommes donc encore ici en présence, comme dans le bassin de Pouembout, d'une formation non directement datable et présentant des faciès « aberrants ».

En dehors de ces brèches et microbrèches reconnaissables comme telles à l'œil nu, nous rencontrons des *calcaires gris* en plaquettes qui, au microscope, se montrent également microbréchiques, mais à très petits éléments, et quelques lits de *phtanites* noirs, intercalés dans les calcaires microbréchiques. Enfin une *radiolarite* rouge a été rencontrée un peu au S du S^{t} 35. Cette roche montre de nombreux Radiolaires, beaucoup mieux conservés que dans les phtanites de l'Éocène I. Leur remplissage est calcédonieux et le ciment, moucheté de substance ferrugineuse, est également calcédonieux. On n'y voit aucune trace de minéraux clastiques et pourtant cette radiolarite est intercalée dans les brèches. A vrai dire, on ne s'attendrait guère à rencontrer ici une telle roche [1], alors qu'on la verrait plus volontiers associée aux coulées basaltiques paléogènes. Or dans quelques jaspes rouges pincés dans ces coulées nous n'avons encore rencontré que très rarement des fantômes de Radiolaires, beaucoup moins nets que ceux de la roche que nous mentionnons. Sur les lits de cette radiolarite on trouve même des enduits manganésifères qui complètent la ressemblance avec celles de ces roches associées à des roches d'épanchement, comme par exemple en Californie. Nous n'avons reconnu la présence de radiolarite qu'en ce point de la formation.

Age. — Première donnée. Les brèches remanient les phtanites et les calcaires à *G.* et *GR.* Elles ne forment pas des intercalations fines et multiples au milieu des phtanites mais une bande unique. Elles ont donc toute chance d'être postérieures à l'Éocène I.

1. Encore une observation qui montre que des radiolarites rouges, tout à fait comparables aux radiolarites alpines, et absolument dépourvues d'apports clastiques, ont pu se déposer comme « intermèdes » dans une succession de dépôts grossiers, certainement peu profonds. C'est qu'en effet le déterminisme du dépôt des jaspes à radiolaires est essentiellement géochimique et lié à la présence de silice colloïdale [*P. Routhier, 1946*].

Deuxième donnée. *Elles sont discordantes par rapport aux phtanites* (fig. 12). Cette discordance ne peut guère être mise en évidence en plan car la bande des brèches s'aligne suivant la même direction NW-SE que l'Éocène I. Mais elle est parfaitement claire en coupe. Aux St^s 72, 35, 34, sur la rive gauche de la rivière Buadio, on voit le *litage* des brèches plonger à 40° environ au SW.

Ce litage est recoupé fréquemment par une schistosité qui pend 45° au NE. Suivant cette schistosité, les brèches se débitent en plaquettes esquilleuses. Cette schistosité est sensiblement harmonique par rapport au pendage général des calcaires et phtanites situés au NE de la rivière Buadio. *Mais le litage des brèches, lui, est parfaitement discordant sur ceux-ci* [1]. C'est même pratiquement un des rares beaux exemples de discordance angulaire que nous ayons pu observer, en coupe, dans tout notre secteur d'étude.

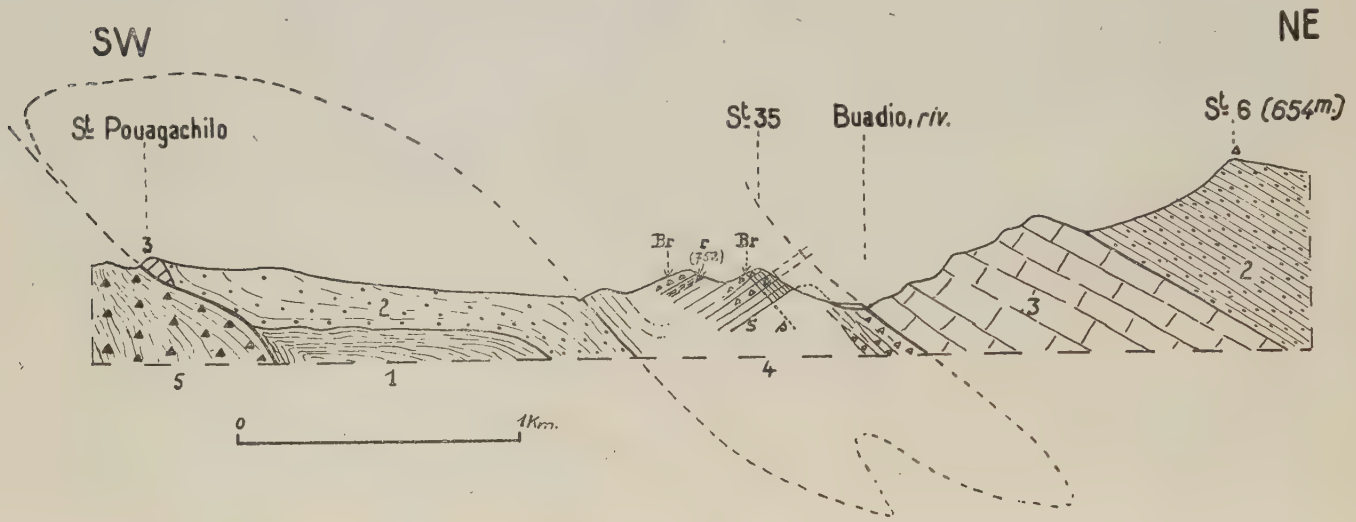


Fig. 12. — Coupe du synclinal des brèches de la rivière Buadio (bassin de Koumac).

1 : Formation à charbon (Crétacé). — 2-3 : Éocène I ; 2 : Phtanites. 3 : Calcaires à *Globigerina* et *Globorotalia*. — 4 : Formation des brèches de la rivière Buadio ; Br : brèches et microbrèches ; r : radiolarite.

Au St 35 on voit la stratification des brèches : S et une schistosité : s, sensiblement orthogonales. La schistosité est en harmonie avec la structure d'ensemble de la région alors que la stratification est nettement discordante sur celle-ci.

Conclusion. — De ces deux données il ressort que les brèches de la rivière Buadio sont nécessairement postérieures à la formation phtanitique (Éocène I) [2] et séparées de celle-ci par une phase de plissement. On est donc plutôt porté à les synchroniser avec l'Éocène II, défini dans le bassin de Bourail. Elles se sont déposées dans une gouttière synclinale dessinée lors du début de l'orogénèse cénozoïque. Une ride phtanitique (Amepou — St 3 — St 40) l'a isolée de l'aire des épanchements basaltiques [3].

On avait donc ici une sorte de minuscule avant-fosse au pied du chaînon phtanitique et calcaire de la haute Koumac.

1. Ce fait n'est sans doute pas absolument général et partout observable.

2. En allant vers le SE, après avoir franchi le col de Konio, on retrouve à nouveau des brèches dans le bassin de Gomen. Elles semblent bien prolonger celles de Buadio. Mais A. Arnould les considère comme synchrones de la formation phtanitique et les a rapportées à l'Éocène I. Espérons que les recherches futures éclaireront cette divergence. Sur la carte (f. 2) les brèches de la rivière Buadio et celles du bassin de Gomen ont donc été provisoirement bloquées sous la notation compréhensive 9 a-8.

3. Dans le détail les faits sont un peu plus complexes. Dans la partie occidentale du synclinal des brèches, sur la route qui va de l'H^on Bonnenfant à Koumac, on peut voir, entre brèches et phtanites : des *tufs* siliceux brun verdâtres, avec lentilles de jaspes noir et vert, et de calcaire cristallin à taches roses (riche en oligiste) et des *basaltes* pourris. Il peut s'agir là d'une petite pincée tectonique du cortège volcanique, mais aussi bien d'une introduction normale de celui-ci dans la gouttière où se déposaient les brèches.

II. — Échelle stratigraphique de l'Éocène. Discussion. Essai paléogéographique.

Après l'étude analytique qui précède il est nécessaire de récapituler les données essentielles, afin de bien montrer comment nous avons élaboré notre stratigraphie et de discuter plus efficacement les publications récentes sur ce sujet.

A. *FONDEMENTS DE L'ÉCHELLE STRATIGRAPHIQUE.* — Pour bâtir notre stratigraphie, nous avons essentiellement tenu compte : 1) des remaniements, 2) des relations de position observables sur le terrain, 3) des minéraux, 4) des microfaunes.

1. Les remaniements. — Ceux-ci restent encore, dans un grand nombre de cas, la pierre angulaire de toute stratigraphie correcte.

a) La formation du flysch renferme, à tous les niveaux, des brèches et microbrèches dont les éléments sont : phtanites, calcaires à *Globigerina* et *Globorotalia*, calcaires très purs à *Discocyclina* et autres grands Foraminifères. Ainsi se justifie le groupement de tous ces faciès antérieurs aux brèches, donc au flysch, dans un Éocène I.

Si l'on observe que la taille des fragments remaniés augmente lorsque l'on se rapproche des affleurements de phtanites et calcaires, on a la confirmation éclatante de l'origine des matériaux du flysch. La postériorité du flysch est parfaitement démontrée et on peut le qualifier d'Éocène II.

b) Certains calcaires à *Discocyclina* de l'Éocène I remanient accidentellement les calcaires à *Globigerina* et *Globorotalia*. Les premiers sont donc, au moins partiellement, postérieurs aux seconds. Notons que ce remaniement n'est pratiquement pas observable sur le terrain, seulement visible en plaques minces, et présente une importance extrêmement secondaire par rapport à ceux de l'Éocène II. Il n'y a donc pas lieu de lui faire correspondre une coupure importante.

2. Les relations de position observables sur le terrain. — Aucune ne peut contredire la division de l'Éocène en ces deux termes.

a) Les calcaires à *Globigerina* et *Globorotalia* sont en général en intercalations plus ou moins lenticulaires dans les phtanites. Suivant les régions, le faciès calcaire ou le faciès siliceux prend un développement plus ou moins grand. Par exemple les calcaires à *G.* et *GR.* constituent pratiquement tout l'Éocène I visible à Cap Coulvain (bassin de Bourail). Mais lorsque l'on se déplace vers l'E, le long de l'anticlinal du Cap, le faciès phtanitique prend progressivement, mais rapidement, de plus en plus d'importance (voir f. 5 et 6). Il semblerait qu'il faille voir là surtout un passage de faciès longitudinal.

b) Le plus souvent, lorsque l'on voit un contact entre Éocène et formation à charbon, ce sont les phtanites et, à peu de distance, les calcaires à *G.* et *GR.* que l'on observe dans ce contact. La fréquence de ce fait montre qu'il y a là une succession normale.

c) Dans ces contacts formation à charbon — Éocène I, nous notons en de nombreux points, par exemple aux km 155 et 160 de la route coloniale, dans le col de Boghen, dans la haute vallée de Koumac... l'alternance lit par lit de phtanites et de lits argileux ou argilo-gréseux, de couleur rose violine, présentant typiquement le faciès de la formation à charbon. Le passage d'un faciès à l'autre se fait donc transitionnellement mais cette transition est rapide. *Aucun fait lithologique ne peut suggérer la lacune très importante, et l'émersion totale et prolongée, du Sénonien au Lutétien, admises par Piroutet* [p. 304]. C'est même une hypothèse absolument inacceptable.

d) Les immenses coulées basaltiques contiennent bien des intercalations sédimentaires, mais

celles-ci ne renferment aucune microfaune datable. Aussi, pour les dater, doit-on recourir d'abord à des considérations purement lithologiques et géométriques.

On remarque d'abord qu'une succession extrêmement fréquente est : formation à charbon — Éocène I — basaltes. Ensuite que l'Éocène I ne renferme absolument aucune intercalation volcanique. Enfin que dans le synclinal de flysch de la rivière du Cap on trouve, associé à des brèches volcaniques, un peu de basalte. Tous ces faits démontrent que les basaltes sont postérieurs aux phtanites et calcaires à *G.* et *GR.* — point sur lequel nous nous trouvons d'accord avec Piroutet — et qu'il y a beaucoup de chances qu'ils soient partiellement contemporains du flysch.

3. Les minéraux. — Je ne reviendrai pas en détail sur l'étude minéralogique et rappellerai seulement les faits suivants.

a) Les plagioclases, que l'on peut évidemment trouver dans tous les faciès de l'Éocène I et de l'Éocène II sont surtout extrêmement abondants dans beaucoup de roches de l'Éocène II. Là ils présentent *la même teneur en anorthite que les plagioclases des coulées basaltiques.*

b) Le minéral du flysch encore le plus symptomatique est l'augite, géographiquement très largement répandue. *Dès qu'apparaissent les remaniements, l'augite apparaît ; elle est donc un véritable « fossile caractéristique » du flysch* [1].

On peut encore tirer argument, si l'on veut, de grains de fer titané et de leur répartition géographique.

Si l'on rapproche ces faits de ceux exposés en 2 *d*, la seule explication possible est que plagioclases et augite du flysch proviennent de coulées basaltiques sous-marines contemporaines de ce flysch. Mais elles ne le sont pas toutes nécessairement et comme leur limite d'âge minimum n'est fixée que par le Miocène inférieur de Népoui, nous estimons prudent de leur assigner un âge plus généralement *paléogène.*

Jusqu'à ce point on peut conduire la stratigraphie de l'Éocène néocalédonien (de notre secteur) en ayant seulement recours aux observations et aux techniques les plus habituelles de la géologie [2].

4. Les microfaunes. — Les indications qu'elles fournissent doivent s'insérer dans le cadre fixé par les données précédentes. Dans le cas contraire et si l'on restait, malgré tout, certain de l'exactitude de l'interprétation lithologique, il faudrait suspecter l'usage qui serait fait des microfaunes.

Il est hautement satisfaisant, à cet égard, de constater que J. Cuvillier, étudiant les préparations microscopiques d'Éocène I, découvrit cette association, grosses *Globigerina-Globorotalia*, puis rapprocha les *Globorotalia* de formes qui ne dépassent pas le Lutétien mais qui nous entraînent bien plutôt vers une portion plus basse de l'Éocène, Paléocène compris. Cet apport vient parfaitement confirmer que notre Éocène I est bien « inférieur », notre Éocène II étant « supérieur » — ces mots étant pris dans un sens relatif et local. En même temps il appuie notre observation précédente suivant laquelle la lacune Sénonien-Lutétien n'existe pas, au moins dans son intégralité. A mon avis même elle n'existe pas du tout dans le « sillon » et, comme aux temps antérieurs, on ne saurait trouver de lacune importante que sur les bordures mêmes du sillon, ainsi dans la région du creek Aymes, où l'Éocène est indubitablement transgressif sur du Lias.

S'il faut encore chercher ailleurs des lacunes c'est bien plutôt au moment de la phase plicative qui s'établit entre l'Éocène I et l'Éocène II, et en bordure des rides qu'elle détermine.

1. Comme tout « fossile caractéristique » elle ne se trouve évidemment pas partout.

2. Point où je l'avais conduite dès 1947. Dans un rapport collectif de mission, j'ai exposé en quelques lignes les grands traits de la stratigraphie de l'Éocène développée ici [Routhier, 1949, p. 38].

La micropaléontologie nous apprend encore que l'Éocène II peut être parallélisé avec le Tertiaire *b* indonésien, c'est-à-dire, *grosso-modo*, avec l'Éocène supérieur ou Priabonien ; et que, jusqu'à nouvel ordre, on ne connaît pas d'Oligocène en Nouvelle Calédonie. Je ne reviens pas sur de nombreuses nuances et réserves qui ont été assez exprimées au cours de l'étude analytique.

En conclusion *on voit que notre stratigraphie de l'Éocène ne repose pas sur quelques arguments paléontologiques isolés mais sur tout un faisceau d'observations de terrain, pétrographiques et micropaléontologiques*. Nous résumons cette stratigraphie, pour le bassin de Bourail, dans le tableau synthétique (p. 10).

Certes divers points demandent à être précisés, et par exemple la relation chronologique entre calcaires à *Discocyclina* de l'Éocène I et calcaires à *G.* et *GR.* Notre but ne pouvait être ici que d'esquisser les grandes lignes.

B. *DISCUSSION.* — Nos conclusions relatives à l'Éocène sont si différentes de celles de Pomeyrol [1951] et de Grekoff et Gubler [1951] qu'une discusion semble nécessaire.

Sur le contenu de son rapport, Pomeyrol « fait les plus expresses réserves » [p. 271] tout en le considérant néanmoins « du point de vue pratique comme définitif » [p. 277].

a) *Stratigraphie.* — Pomeyrol écrit [p. 279] que les terrains éocènes se subdivisent aisément sur le terrain en 4 termes, nettement définis lithologiquement, à savoir : flysch de la Roche Percée — formation de la Courie (ou Kouri) — formation de Bourail — formation du creek Aymes. Si nous consultons la carte annexée [Pl. III] [1], la limite que cet auteur place entre formation de la Roche Percée et formation de la Courie, dans la vallée de la Néra, ne nous paraît correspondre à aucune coupure lithologique valable. D'ailleurs l'auteur n'écrit-il pas [p. 279] que « le flysch de la Roche Percée devient *peu à peu* [2] plus hétérogène, avec des bancs de grès de plus en plus grossiers, devenant bientôt microbréchiques, puis bréchiques..., etc... » Cette description exacte, qui correspond à celle de Piroutet et à nos propres observations, montre précisément la fragilité de la coupure entre flysch et formation de la Courie. Si le passage se fait peu à peu pourquoi y mettre une coupure, ou du moins pourquoi la placer ici plutôt qu'ailleurs ?

Dans les affleurements du « flysch de la Roche Percée » nous pourrions citer nombre de points où nous avons rencontré des microbrèches absolument identiques à celles de la « formation de la Courie » ; par exemple près du S[t] Nindoua, entre la baie de Gouaro et la rivière No Deva.

D'ailleurs il est intéressant de noter que, dans leur étude micropaléontologique, Grekoff et Gubler ne semblent pas tenir compte des divisions lithologiques de Pomeyrol, ils parlent de la « coupe de la Néra » en y précisant la constance de la microfaune [3].

D'autre part Pomeyrol a bloqué, nous semble-t-il, dans sa « formation de la Courie », deux types de faciès extrêmement différents : phtanites et calcaires d'une part — brèches à éléments de ces roches d'autre part. Il en résulte, bien entendu, avec notre propre cartographie (f. 5 et 6) des divergences considérables.

Mais la divergence fondamentale et irréductible réside dans le fait que, comme Piroutet, Pomeyrol a placé stratigraphiquement au-dessus du flysch, des microbrèches et des brèches, des phtanites et calcaires qui sont remaniés dans ces brèches.

b) *Application pratique (pétrole).* — Il n'est guère besoin de souligner la conséquence pratique d'une telle inversion stratigraphique. Elle n'est sans doute pas très grave à Gouaro, où il existe effectivement un dôme dans la formation du flysch (Éocène II), bien mis en évidence

1. On notera que cette carte n'est pas au 40.000[e], comme indiqué, mais environ au 160.000[e].
2. C'est nous qui soulignons.
3. Ce qui, d'ailleurs, ne serait pas une raison suffisante pour ne pas établir de coupure si réellement elle existait lithologiquement.

par les pendages. Ce dôme est vraisemblablement la structure, ou du moins l'une des structures les plus simples de la Nouvelle Calédonie. Son allure, et la nature lithologique des couches qu'il affecte, suffisent à justifier ici des recherches pétrolières plus poussées. On notera en passant que, dans l'interprétation Pomeyrol, ce dôme est un vrai anticlinal, où apparaît la formation éocène stratigraphiquement la plus basse alors que, dans la nôtre, c'est une ondulation à large rayon de courbure dans la formation la plus récente — ondulation qui ne permet pas de préjuger de l'allure des formations plus anciennes en profondeur, car nous sommes ici dans une région de « style » tout à fait particulier. Ce style tectonique calme est précisément conditionné par la présence, en profondeur, de ce que nous appelons la « voussure méridionale ». J'y reviendrai plus en détail à propos des gisements d'hydrocarbures.

Quoiqu'il en soit, à Gouaro, et malgré des divergences radicales de nos stratigraphies respectives, Pomeyrol et moi-même nous trouvons d'accord sur l'opportunité de recherches plus poussées. Mais, et j'y insiste, partout où des structures ne peuvent plus être mises en évidence par le seul relevé des pendages, c'est-à-dire partout où l'Éocène I et le flysch éocène II sont tous deux fortement plissés et même quasi-isoclinaux, alors les structures ne peuvent plus être déduites que de la stratigraphie. *Or, de l'inversion que nous sommes obligés d'introduire dans cette stratigraphie, il résulte que tous les anticlinaux de Piroutet* (et nécessairement de Pomeyrol) *sont, pour nous, des synclinaux.*

Par exemple les coupes 46, 47, 48, 49 de Piroutet [p. 225, 226, 229, 230] à travers les structures des vallées de la rivière du Cap et de la Kouri, doivent être, à notre avis, inversées. Dans cette région la portée pratique ne sera sans doute jamais considérable car les structures serrées en question ne sont pas engageantes. Mais, en dehors de notre secteur, et notamment dans le secteur méridional (d'A. Arnould), il se pourrait qu'il existât des structures plus calmes, plus favorables, auxquelles s'appliquera ce retournement »[1]. *On voit que, dans l'hypothèse d'une extension des recherches d'hydrocarbures à d'autres régions, la « conjoncture » serait sérieuse et qu'il y aurait lieu de mettre face à face l'interprétation Piroutet-Pomeyrol et la nôtre et, après avoir méticuleusement réexaminé les faits, de choisir entre l'une ou l'autre.*

N. B. — Nous limiterons à cela la confrontation des résultats de Pomeyrol et des nôtres bien que, sur de nombreux points : disposition des péridotites et serpentines — cartographie — dénomination des roches nous soyons en désaccord avec cet auteur. J'ai d'ailleurs noté quelques points de désaccord dans l'étude analytique de l'Éocène qui précède.

2. En ce qui concerne la publication de Grekoff et Gubler nous n'avons que peu d'observations générales à faire. Divers points sur lesquels nous nous trouvons d'accord ont été notés dans l'étude précédente[2]. La divergence vraiment fondamentale réside dans le fait que ces auteurs ne voient, dans l'Éocène de la Nouvelle Calédonie, que du *Priabonien* alors que nous y voyons deux divisions, dont l'une est bien priabonienne (au moins en partie), et l'autre comprend de l'*Éocène inférieur*. Nous avons assez clairement montré que la conséquence paléogéographique est grande, puisque, d'après nos résultats, l'émersion générale de l'île, du Sénonien au Lutétien, admise par Piroutet, devient tout à fait invraisemblable.

1. Ici encore je rappelle que je ne peux empiéter sur les travaux de mes collaborateurs et que je leur laisse la parole ; dans le cas présent à A. Arnould.

2. Cependant [Grekoff et Gubler, 1951, fig. 3 et p. 287-288], la coupe Bourail — col du Bonhomme — massif du Mé Maoya, établie par ces auteurs d'après la carte de Pomeyrol, nous paraît, nous l'avouons, incompréhensible. Au col du Bonhomme (km 202 de la route coloniale) une carrière montre, intercalés dans les basaltes, des tufs siliceux verdâtres, des jaspes verts et des petits lits calcaires d'un blanc opalin. Je ne vois pas là une « minéralisation en deux temps : — d'abord siliceuse — ensuite venues de serpentine ». Il s'agit de l'accompagnement normal de roches siliceuses sédimentaires dans le cortège d'épanchement sous-marin paléogène. Sur la coupe [fig. 3] n'apparaissent d'ailleurs pas les roches basaltiques, pourtant si bien individualisées, qu'elle traverse nécessairement avant d'atteindre les péridotites du Mé Maoya.

Encore est-il juste de noter que la divergence entre ces auteurs et nous-même résulte presque nécessairement de l'orientation des résultats de Pomeyrol, car il est matériellement impossible de dissocier l'étude au laboratoire de l'étude sur le terrain.

Grekoff et Gubler [p. 291] concluent : « cette étude nous a montré aussi, dans ce cas particulier, que les seuls levers de terrain n'avaient pas permis de poser dans sa totalité le problème de la recherche du pétrole et que l'examen combiné des affleurements et du laboratoire ne peuvent être dissociés ». En quoi ils semblent quelque peu en désaccord avec Pomeyrol [p. 277] lorsqu'il écrit : « Personnellement, c'est-à-dire du point de vue pratique, nous le considérons (le rapport) comme définitif. »

A notre avis, et sans vouloir, de beaucoup s'en faut, minimiser l'intérêt de la micropaléontologie, un autre enseignement peut être ici tiré. Sans doute peut-il paraître banal... mais en pays relativement neuf il y a grand intérêt à ne pas perdre de vue que *la lithologie, lorsqu'elle est expressive, ce qui est le cas ici, reste à la base de toute stratigraphie. Un remaniement de grande ampleur étant plus important que les considérations microfaunistiques et, en tout cas, imposant un cadre dans lequel celles-ci doivent trouver une place harmonieuse.*

C. *ESSAI DE PALÉOGÉOGRAPHIE DE L'ÉOCÈNE.* — Qu'advient-il du sillon néocalédonien pendant l'Éocène ? Nous avons montré que pendant la durée de la formation à charbon la sédimentation était sans doute continue dans l'axe de ce sillon mais que, sur ses bords, des lacunes étaient vraisemblables. En particulier, sur le trajet de l'arc métamorphique septentrional, a surgi — peut-être au Jurassique terminal — au moins une île d'où sont descendus d'abord les conglomérats de Congo, puis, peut-être à l'Albien (?), les grès à charbon de Tiéta.

L'interprétation des faits actuellement connus n'est déjà pas aisée pour le Jurassique et le Crétacé. Elle l'est encore moins pour l'Éocène.

L'Éocène I est connu dans tout le sillon, sur presque toute la longueur de l'île. L'existence d'*Éocène inférieur* montre que, dans le sillon, il ne saurait être question d'admettre une émersion totale depuis le Sénonien jusqu'au Lutétien [cf. Piroutet]. Mais la mer de l'Éocène I a-t-elle entièrement recouvert l'arc septentrional ? et les axes ou « intumescences » métamorphiques médians ?

Un caractère frappant de l'Éocène I est l'extrême régularité de son faciès. Même à l'approche des terrains métamorphiques, comme par exemple au-dessus d'Azareu (f. 6 et fig. 8) il conserve le plus souvent son double faciès : phtanite-calcaire à *G.* et *GR.* Quelquefois les phtanites n'apparaissent pas et des pointements calcaires le représentent seuls, et c'est le cas à Témala, au Pic de Koné et au Rocher de Kovéi.

Cependant nous avons vu que, dans le fond du bassin de Poya, des calcaires à Bryozoaires, quelquefois détritiques, polygéniques, associés à des marnes, pourraient bien représenter un faciès « construit » de haut-fond [1]. Or, ce faciès se place précisément sur le trajet de l'axe métamorphique de la haute Nounin. On entrevoit là, sinon un rivage proche, du moins une zone peu profonde.

Par contre, à l'approche de l'arc septentrional, nous ne connaissons rien de semblable. Et on n'y voit rien qui évoque un faciès littoral et des arrivages en provenance d'une aire émergée. Si cet ancien rivage a existé toute trace en a été enlevée par érosion.

Dans l'arc lui-même on ne rencontre pas d'Éocène et il faut passer sur la côte orientale pour retrouver, dans la concavité de cet arc, des terrains très probablement de cet âge : Hienghène, Kongouma (voir les études de J. Avias).

1. Mais rappelons que leur intégration à l'Éocène I n'est qu'une « tentative ».

Tout à fait dans le N, la mer de l'Éocène I s'est avancée *au moins* presque jusqu'au Diahot : phtanites et calcaires métamorphiques de la rive gauche. Les faciès y restent les mêmes qu'ailleurs et aucune trace de littoral n'apparaît.

Il n'est donc pas possible de répondre à la question posée, mais on peut affirmer que, si une partie de l'arc septentrional s'élevait alors au-dessus des flots, cette partie était certainement très étroite.

A la fin de l'Éocène I, *grosso-modo* à l'Éocène moyen, commencent les mouvements cénozoïques.

1. Le schéma est relativement clair dans *le bassin de Bourail*. Là des rides d'Éocène I commencent à se mouler sur la « voussure méridionale » et à dessiner un arc dont la convexité s'oppose à celle de l'arc septentrional. Ces rides se déversent probablement assez vite vers le S et le SW. A leur pied une avant-fosse se remplit en partie des matériaux arrachés à leur flanc occidental. C'est la fosse du flysch de Bourail — encore que le terme ne soit pas évocateur car la structure à grand rayon de courbure du flysch (dôme de Gouaro) laisse à penser qu'il s'est déposé sur une aire plane ou un peu bombée, qui ne s'infléchissait pas en une « fosse ».

Vers le SE, dans le bassin du creek Aymes, la mer transgresse sur le Lias. La question reste posée de savoir si, sur ce Lias, s'étaient autrefois étendues la mer de l'Éocène I et antérieurement celle de la formation à charbon, et si leurs dépôts n'ont pas été balayés avant ce mouvement transgressif.

Le tout s'intègre dans un ensemble assez bien coordonné : *plissement immédiatement suivi d'un côté par les remaniements, de l'autre par le volcanisme sous-marin, enfin par un mouvement transgressif sur la voussure méridionale.*

Dans le bassin de Koumac, on peut admettre que ce premier temps de plissement cénozoïque a déterminé le remplissage, par des brèches, d'une sorte de minuscule avant-fosse (synclinal des brèches de la rivière Buadio).

Rappelons enfin qu'aucun terrain sédimentaire n'a encore été démontré comme d'âge oligocène. La culmination de l'orogénèse cénozoïque date certainement de cette période.

2. Les coulées sous-marines, qui constituent la formation paléogène la plus étendue, se sont étalées en général sur l'Éocène I. Cependant, dans toute la région depuis la Pouanlotch jusqu'au fond du bassin de Pouembout, les coulées viennent au contact direct de la formation à charbon avec, rarement, interposition de calcaires à *G.* et *GR.* (Éocène I).

Il semble difficile d'expliquer cette disposition par un jeu uniquement mécanique. La région précitée correspondant à la courbure de l'arc septentrional qui s'est révélé mobile aux temps antérieurs, il est beaucoup plus vraisemblable d'admettre une nouvelle oscillation de cet arc, synchrone de la phase de plissement de l'Éocène moyen. En admettant une légère tendance à l'affaissement de cet arc on s'expliquerait alors la transgressivité des coulées et leur arrivée au contact de la formation à charbon. Nous ne suggérons là qu'une hypothèse de travail que nous soumettons à la sagacité des chercheurs futurs.

On voit que, tout en marquant un progrès sur les recherches antérieures, cette esquisse comporte encore bien des points d'interrogation. Cependant on peut espérer que lorsque les recherches de nos collaborateurs seront publiées il sera possible de donner un tableau stratigraphique et paléogéographique de l'Éocène plus riche, plus nuancé et plus cohérent.

III. — Comparaisons avec les régions voisines.

A. *COMPARAISON DES FACIÈS.* 1. Avec l'Indonésie et la Nouvelle Guinée. — Nous ne reviendrons pas sur les comparaisons microfaunistiques, qui ont été faites et utilisées plus haut pour la détermination de l'âge des formations éocènes néocalédoniennes.

Quelques comparaisons de faciès ne manquent pas d'intérêt.

a) Le Tertiaire des régions indonésiennes [*Van Bemmelen, 1949*, p. 103-197] débute par des faciès grossiers : grès, conglomérats, souvent charbonneux. D'une manière plus générale, d'après Umbgrove [*1938*, p. 34], « tous les sédiments marins paléogènes se sont déposés dans des mers épicontinentales peu profondes ». Ils succèdent, en effet, à un diastrophisme étendu de la fin du Crétacé et il semblerait qu'il n'y ait pas eu de dépôt avant le Lutétien, ou, au moins, avant l'Yprésien [*Browne, 1950*, p. 706]. Par contre, dans le SE de la Nouvelle Guinée, région de Port-Moresby, l'Éocène est représenté par des « siliceous argillites, cherts, tuffs, marls, with abundant *Globigerina*, *Globorotalia*, *Gümbelina* and radiolaria, with intercalated bands and lenses of limestone containing *Nummulites*, *Pellatispira* and *Discocyclina* » [*Glaessner, 1943*, p. 56]. Nous trouvons là une ressemblance assez étroite avec notre Éocène I néocalédonien. D'ailleurs des échantillons de calcaire gris et de calcaire rouge schisteux, provenant de la proximité immédiate de Port-Moresby, qui nous ont été donnés par Glaessner — et que notre confrère considère comme *éocènes inférieurs* ou *paléocènes* — ressemblent remarquablement aux calcaires à *G.* et *GR.* néocalédoniens.

En ce qui concerne le passage Crétacé-Éocène, nous noterons qu'en Nouvelle Calédonie le Danien n'est pas connu. J'ai indiqué comment on observe souvent un passage apparemment continu des faciès « crétacés », les plus récents connus étant sénoniens, aux faciès « éocènes ». De plus, les espèces de *Globorotalia* notées en Nouvelle Calédonie pourraient bien être, au moins en partie, d'âge paléocène. Ainsi, bien que nous ne puissions évidemment pas affirmer qu'il n'y a pas eu un « hiatus de dépôt » vers la limite Crétacé-Éocène, il nous semble plus prudent, jusqu'à nouvel ordre, d'y admettre une série quasi-continue, sans lacune prolongée, incluant le Paléocène.

Dans les régions indonésiennes, d'après Van Bemmelen [*1949*], le Tertiaire succède *fort rarement en concordance* au Crétacé, sauf à Céram. Cette concordance serait également réalisée dans la région de Port-Moresby [*1949*, p. 185], pour laquelle Glaessner [*1943*, p. 80] a porté cependant, sur le Danien et le Paléocène, un point d'interrogation qui pourrait correspondre à un « depositional or erosional hiatus ». Cette lacune possible n'est évidemment pas accompagnée nécessairement d'une discordance.

Ainsi nous sommes d'accord avec M. F. Glaessner [*1943*, p. 72] quand il écrit : « The difference between the western and eastern parts of the circum-Australian area of Palaeogene deposition is very marked »... et « It is probably connected with the important diversity of structural controls between the Australian-Asiatic and the Australian-Pacific boundary zones, which was first postulated by W. N. Benson [*1924*, p. 133] ».

On peut dire que, au moins pendant l'Éocène, pratiquement toute l'aire indonésienne se comportait comme une masse couverte de mers peu profondes épicontinentales, tandis que vers le SE, le long de l'arc Papouasie sud orientale — Nouvelle Calédonie, à partir de la région de Port-Moresby au moins, les conditions devenaient celles d'un sillon *géosynclinal* (dépôt de sédiments siliceux fins). Alors que, vers la fin du Crétacé, une phase laramienne a affecté l'aire indonésienne, elle ne s'est pas manifestée dans ce sillon.

Nous n'étendrons pas notre revue bibliographique aux régions plus septentrionales du Pacifique occidental, mais nous signalerons seulement que des formations à Radiolaires sensiblement du même âge sont, quoique peu abondantes, connues au Japon, dans le « Nakamura group », d'âge crétacéo-tertiaire (*Kobayashi, 1944*, p. 238].

Il semble donc bien qu'il ne saurait être question de chercher des corrélations isopiques entre la Nouvelle Calédonie et l'Indonésie et peut-être même avec la majeure partie de la Nouvelle Guinée.

Cependant certaines manifestations volcaniques semblent présenter un certain synchronisme (au sens large) à travers ces régions, bien qu'il faille se garder de trop préciser. Dans cet esprit, on peut relever qu'à Java, le Tertiaire *b* contient des conglomérats andésitiques et trachytiques [*van Bemmelen, 1949*, p. 104] ; dans le N de Sumatra, le Tertiaire *b-c* ? contient des intercalations de grès tuffiques et de lits d'andésite [p. 112] ; à Célèbes, dans la branche sud, sont signalées des intercalations volcaniques d'âge tertiaire *b* ; aux îles de « Lesser Sunda », dans le district d'Amfoan, est connue une formation volcanique, avec laves andésitiques et dacitiques, agglomérats, tufs, à *Discocyclina*.

Ainsi, des phénomènes volcaniques d'âge éocène sont connus en Indonésie sur une grande extension géographique et plusieurs exemples laissent à penser qu'ils auraient eu lieu dans le Tertiaire *b* (sensiblement équivalent de notre Éocène II).

En Nouvelle Guinée (région de Port-Moresby), d'après une communication personnelle de Glaessner (1947), communication que nous croyons inédite, notre confrère a trouvé des *coulées basaltiques certaines au sommet de l'Éocène*, « et les minéraux ferro-magnésiens sont communs dans les calcaires » (cf. notre flysch). Il est vrai que la majeure partie de l'activité volcanique a pris place à l'*Oligocène* (cf. la possibilité de débordement sur l'Oligocène des basaltes néocalédoniens).

2. Avec la Nouvelle Zélande. — Ces comparaisons peuvent-elles s'étendre jusqu'à la Nouvelle Zélande ? Les formations rapportées à l'Éocène par les géologues néozélandais, c'est-à-dire les séries « Dannevirke » et « Arnold », comportent, dans leur ensemble, des sédiments marins fins, « *muddy to silty* » : *mudstones siliceux et calcaires*. Et ceci pourrait rappeller les faciès de notre Éocène I. Mais l'Arnold contient parfois des dépôts détritiques grossiers : conglomérat et grès. C'est le cas dans l'île du Sud, entre la rivière Rangitata et la région de Dunedin. Et ceci pourrait rappeler certains faciès grossiers de notre Éocène II. Ces sédiments sont fréquemment riches en glauconie, parfois concentrée en lits de sables verts. Cette richesse en glauconie, au contraire, est tout à fait exceptionnelle dans mon secteur d'étude néocalédonien, sauf dans la région où l'Éocène est manifestement transgressif sur le Lias (conglomérat du Mé Aoui).

H. J. Finlay et J. Marwick [*Geol. Survey..., 1948*] indiquent que les géosynclinaux qui ont pris naissance au Crétacé continuent leur subsidence, mais que les reconstitutions paléogéographiques sont difficiles. Ces deux propositions sont également vraies en Nouvelle Calédonie.

Ce qu'il importe essentiellement de retenir, c'est qu'en Nouvelle Zélande les géosynclinaux crétacés continuent leur subsidence, qu'aucun diastrophisme notable ne s'emplace vers la limite Crétacé-Éocène, et que l'Éocène est représenté surtout par des sédiments fins. Ce sont là des rapprochements importants avec la Nouvelle Calédonie. Cependant nous noterons que l'hypothèse « de travail » d'un passage continu Crétacé-Éocène, que je suggère pour la Nouvelle Calédonie, ne s'appliquerait pas toujours en Nouvelle Zélande. Ainsi, dans la pointe nord-est de l'île du Sud, bien que le « Dannevirke » semble concordant sur le « Clarence » (Albien ? — Cénomanien), tout le Crétacé supérieur manque. Enfin, un rapprochement serait peut-être possible entre les mouvements éocènes néocalédoniens et certains faits observés en Nouvelle Zélande. Dans l'île du Sud, entre la rivière Rangitata et la péninsule d'Otago (région de Dunedin), le « Bortonian » (base de l'« Arnold ») qui, d'après les géologues néozélandais, serait l'équivalent de l'Éocène moyen européen, est représenté par des sables verts et grès glauconieux avec Mollusques, reposant sur des conglomérats quartzeux, des grès et argiles à veines de charbon. L'âge des conglomérats n'est pas précisé. Il reste possible que, dans cette région, un mouvement avec remaniements d'âge éocène ait eu lieu qui fut grossièrement concordant avec le mouvement

et les remaniements de la base de l'Éocène II néocalédonien [1], mouvement que nous avons précisément considéré comme d'âge éocène moyen.

Je n'ai noté ces ressemblances et parallélismes possibles qu'à titre de suggestion car, dans l'ensemble, il semblerait se dégager néanmoins des différences notables entre Éocène et plus généralement Tertiaire néozélandais et néocalédonien. En Nouvelle Zélande les faciès sont plus variés, plus changeants, la répartition de leurs affleurements beaucoup plus discontinue que sur le versant ouest de la Nouvelle Calédonie où l'Éocène présente une remarquable continuité et constance de faciès, depuis le Mont-Dore jusqu'à Poum [2], soit sur une longueur de 400 km. On le trouve même, avec les mêmes faciès, sur la côte est, par exemple à Bâ.

COMPARAISON DE L'AGE DES MOUVEMENTS MAJEURS. — Quant aux mouvements orogéniques majeurs d'âge tertiaire, leur âge est très différent en Nouvelle Calédonie, en Nouvelle Zélande et en Nouvelle Guinée. En Nouvelle Calédonie l'orogénèse majeure est certainement anté-miocène, probablement oligocène, et elle a débuté certainement au cours de l'Éocène. En Nouvelle Zélande l'orogénèse « Kaikoura » s'emplace en gros dans le Pliocène [*Geol. Survey, 1948*, p. 22].

En Nouvelle Guinée, où aucun mouvement n'est encore signalé dans l'Éocène, des mouvements auraient eu lieu vers la limite Oligocène-Miocène, mais l'orogénèse principale serait au moins aussi tardive qu'en Nouvelle Zélande et se placerait dans le Pliocène [*Browne, 1950*, p. 682].

Parallèlement les activités volcaniques tertiaires des trois îles sont loin d'être synchrones. En Nouvelle Calédonie les émissions sous-marines de basaltes ont certainement commencé à l'Éocène ; celle des péridotites était terminée vers le début du Miocène et elle serait oligocène (voir chapitre Péridotites).

En Nouvelle Zélande les coulées volcaniques sont principalement d'âges miocène, pliocène et pléistocène. Bien que certaines émissions et certains conglomérats à galets andésitiques de North-Auckland puissent être éocènes, aucune vulcanicité éocène (ou oligocène) d'importance aussi considérable qu'en Nouvelle Calédonie n'est connue. En Nouvelle Guinée sud-orientale, des tufs sont bien connus dans l'Éocène et des basaltes à son sommet ; les serpentines et gabbros de la région de Port-Moresby sont considérés comme pouvant être éocènes, mais leur volume n'est en rien comparable à celui des basaltes et péridotites néocalédoniens. Le volcanisme de cette île s'étage essentiellement dans l'Oligocène tardif et le Miocène précoce, le Pliocène, le Pléistocène, le Récent et l'Actuel [*Browne, 1950*, p. 680].

En d'autres termes, l'orogénèse cénozoïque majeure et le volcanisme associé sont, en Nouvelle Calédonie, nettement plus précoces qu'en Nouvelle Zélande et en Nouvelle Guinée [3]. Nous avons ici encore un exemple de ce fait, que : *le long d'un arc assez bien défini*, et malgré certaines ressemblances lithologiques, *l'âge de l'orogénèse et des phénomènes volcaniques importants peut varier considérablement et de manière non continue quand on se déplace d'un bout à l'autre de l'arc.*

N. B. — Il est évident qu'une telle conclusion n'est valable que dans les très grandes lignes et que les recherches ultérieures, surtout en Nouvelle Calédonie, ne manqueront pas de modifier quelque peu les comparaisons qui précèdent. Il y aurait lieu, en effet, de discuter l'âge des phases orogéniques en relation avec

1. Dans le détail, les géologues néozélandais, en se basant sur les Mollusques et la microfaune, et notamment les petits Foraminifères (surtout travaux de H. J. Finlay), ont subdivisé leurs sept séries du Tertiaire en de nombreux étages portant des noms locaux. Aucun parallélisme de détail ne peut être établi entre ces étages et certaines formations néocalédoniennes, du moins dans l'état actuel de nos connaissances.

2. Sous réserve du « golfe de Bouloupari » ; voir à cet égard les futures études d'A. Arnould et J. Avias.

3. Et ceci semble enlever beaucoup de valeur à la comparaison faite plus haut entre la vulcanicité éocène II néocalédonienne et celle du Tertiaire *b* des régions indonésiennes.

la position, plus ou moins externe par rapport au massif ancien australien, des diverses zones envisagées. *Il n'en restera pas moins vrai que les activités orogénique et magmatique de la Nouvelle Zélande et de la Nouvelle Guinée se sont prolongées bien longtemps après que la Nouvelle Calédonie se soit stabilisée.*

GISEMENTS MINÉRAUX ASSOCIÉS A L'ÉOCÈNE (Appendice).

1. Matériaux de construction et divers. — Les calcaires de l'Éocène I et notamment les calcaires à *Discocyclina* ont été utilisés comme pierre à chaux, en particulier dans la région de Bourail, ou comme pierre de construction.

La question se pose de savoir si l'on peut trouver, dans notre secteur, en volumes exploitables, des calcaires à ciment naturel. Nous ne l'espérons guère, mais des études détaillées seraient indispensables pour apporter une réponse valable.

2. Hydrocarbures. — Les données du problème sont les suivantes :

a) *Les indices* connus dans notre secteur semblent se limiter actuellement aux points suivants.

— *suintements de pétrole paraffineux dans la serpentine*, dans le bassin de Koumac, sur le flanc sud-ouest du Tuando, à environ 100 m des basaltes (fig. 18). De plus, d'après le rapport de J. C. Haas [mars 1932], des traces d'huile et de gaz auraient été relevées dans 3 des 5 sondages effectués par le sondeur australien Maxwell, de 1915 à 1919. Mais « on ne possède aucun renseignement sérieux, ni sur l'huile ou le gaz, ni sur le caractère des terrains traversés ». L'un des sondages, cependant, semblerait bien avoir rencontré le gaz et l'huile dans la formation phtanitique et calcaire (Éocène I) [1] ;

— quelques sources sulfureuses froides. A Petit Néhoué, sur la rivière de Koumac, au contact de la formation à charbon et de l'Éocène I, déversés vers le SW. Dans le bassin de Bourail une source sur la plage de Gouaro, sur l'axe du dôme d'Éocène II. Pomeyrol [1951] en signale une autre et, par ailleurs, nous en avons découvert une au-dessus de la tribu d'Ouaoué, qui sort également du flysch Éocène II ;

— un indice hydrocarburé gazeux dans le bassin de Koné, sur la réserve indigène de Poindah, dans le lit d'un ruisseau ; sort probablement de la formation à charbon [Pomeyrol, 1951, p. 278].

b) *Le problème des roches-mères* est peut-être plus complexe qu'il ne paraît. R. Pomeyrol [1951] considère la formation à charbon comme roche-mère du pétrole mais J. C. Haas [1932] relevait que, bien que le Crétacé contienne des terrains poreux, des grès qui auraient pu être imprégnés, on n'y a jamais signalé de trace de bitume et il concluait : « nous sommes donc obligés de chercher les roches-mères dans le Tertiaire ». A cet égard il semble qu'il serait peut-être intéressant de tenter des extractions du contenu organique des phtanites noirs, encore que des résultats positifs ne seraient pas démonstratifs car, évidemment, le pétrole pourrait venir de plus bas.

c) *Les structures.* Dans notre secteur la structure la plus large, la plus régulière, et, en première instance, la plus favorable, est bien le dôme dessiné dans le flysch de Gouaro [2], qui plonge doucement (10°) vers l'intérieur, plus fortement vers la mer. Nous avons noté plus haut (voir p. 114) pourquoi nous ne le considérons pas comme un « vrai » anticlinal. Nous avons montré comment, sur la base de notre stratigraphie, beaucoup d'anticlinaux de Piroutet et Pomeyrol deviennent des synclinaux. Comme cette inversion affectera surtout des régions comprises en dehors de mon secteur je n'y insisterai pas et laisse la parole à mes confrères, et notamment à A. Arnould.

Il existe donc bien, à Gouaro, un dôme qui affecte une formation de flysch dont certaines portions ont bien pu présenter les conditions requises à l'emmagasinement de pétrole. R. Pomeyrol se plaçant dans l'hypothèse, non seulement d'une roche-mère, mais aussi d'une roche-magasin crétacée écrit : « il semble logique d'espérer trouver sous le flysch de la Roche Percée... le Crétacé avec son réservoir gréseux » [p. 280], mais il fait des réserves sur ce point.

A notre avis il y a lieu en effet de faire des réserves, et pour des raisons qui ressortent à la fois de la stratigraphie que nous avons exposée, et de considérations structurales. Nous avons vu, en effet, que l'Éocène transgressif du creek Aymes semble bien être synchrone du flysch Éocène II et en être un faciès quasi-littoral.

1. De même la calcite bitumineuse de l'Ouen Toro, à Nouméa, est dans la même formation. Par contre A. Arnould montrera que, dans la région de Bouloupari, plusieurs indices nouveaux qu'il a découverts sont dans une formation éocène différente (communication personnelle).

2. Et il vaut mieux actuellement écarter le bassin de Koumac, préconisé par J. C. Haas.

D'autre part, nous le voyons transgresser sur les terrains liasiques de cette « voussure méridionale » déjà évoquée. C'est sur la prolongation vers le NW de cette voussure que se sont moulés les plis en arc de Cap Goulvain-Bourail. A l'aplomb de la zone du flysch, et au-dessus de cette voussure, on peut donc s'attendre à trouver les témoins d'une paléogéographie bien différente de celle du sillon plus interne. On peut s'attendre à trouver, par exemple, la réplique du phénomène observable dans le bassin du creek Aymes : disparition de la formation à charbon et de l'Éocène I. Ou peut-être ces terrains y présentent-ils une épaisseur réduite et des faciès différents.

En d'autres termes il pèse une inconnue sur la série stratigraphique à l'aplomb du dôme de Gouaro. Rien ne démontre qu'on y traversera la série complète. Mais comme une inconnue pèse aussi sur les roches-magasins (comme sur les roches-mères) l'importance de l'observation s'en trouve réduite.

Dans ces conditions, en se basant simplement sur la régularité du dôme et sur la lithologie des couches qu'il affecte il reste justifié, à titre de première tentative, d'y poursuivre les recherches pétrolières [1].

1. Une dernière observation doit être faite. Pomeyrol a noté que, si la fermeture de la structure vers l'W est certaine, « son comportement vers l'Est est incertain ». Nous sommes tout à fait d'accord sur ce point.

LES ÉPANCHEMENTS PALÉOGÈNES

Ce cortège extrusif comporte essentiellement d'immenses coulées volcaniques sous-marines, sans doute en grande partie constituées de basaltes α, mais aussi des intercalations parfois puissantes de roches sédimentaires.

I. — Roches volcaniques.

Après les péridotites, ce sont incontestablement les épanchements paléogènes qui occupent la plus grande surface. Ils s'étendent surtout sur le versant ouest, où ils forment une bande presque continue. La largeur de cette bande varie considérablement ; elle est apparemment rétrécie au pied occidental des massifs péridotiques, et même quelquefois masquée par les épandages de latérites ferrugineuses alluviales. Mais ces variations de largeur ne sont qu'apparentes, car, en réalité, les basaltes s'enfilent *sous* les massifs péridotiques, comme nous le montrerons plus loin. Ils dessinent un paysage tout à fait caractéristique de collines à profil arrondi (Pl. XII, fig. 2), couvertes de Graminées sèches pendant 7 à 8 mois de l'année. C'est le domaine de la savane et des grandes propriétés d'élevage. Les bas-fonds et le bas seulement des flancs de ces collines sont jonchés de Niaoulis (*Melaleuca leucadendron*) [1]. Dans certaines régions de la côte ouest toutefois, une érosion active dissèque ces collines basaltiques ; c'est le cas notamment dans la région Témala-Ouaco (Pl. XII, fig. 3). Le contraste est frappant entre la végétation couvrant ces coulées et celle des massifs péridotiques. Sur les photographies aériennes (Pl. XXI, fig. 1 et 2) ce contraste permet de tracer avec une grande précision les contacts entre ces terrains.

Presque partout ces basaltes se désagrègent en une poudre brun jaunâtre et il est assez difficile d'en recueillir des échantillons frais, en dehors des affleurements dans les ruisseaux ou de rares « cœurs » restés inaltérés lors de l'altération en boule, comme par exemple au km 184,300 de la route coloniale, non loin de la concession pour manganèse *July* (258). Nulle part nous n'avons noté d'altération bauxitique, ni même kaolinique de ces basaltes. Habituellement, ces roches sont nues ou couvertes d'un sol gris très lessivé, sauf dans les vallons où l'on peut traverser plusieurs mètres d'épaisseur d'une terre noire avant d'atteindre la poudre brune.

Parmi les passées sédimentaires incluses dans cet ensemble essentiellement volcanique, les plus caractéristiques sont des jaspes et argillites, massives ou finement schisteuses, à délit esquilleux, de couleur rouge, lie de vin, chocolat, beaucoup plus rarement noire, grise ou verte. Ces roches ressemblent beaucoup aux radiolarites rouges alpines associées aux roches vertes ou aux « cherts à Radiolaires » des Coast Ranges californiennes, bien qu'elles ne semblent montrer que plutôt exceptionnellement des Radiolaires.

Ces passées rouges dans les basaltes sont extrêmement nombreuses et contribuent à donner au cortège d'épanchement paléogène un aspect bien caractéristique. On les y rencontre partout mais elles sont par exemple particulièrement abondantes entre Bourail et Poya, où les lacets de la route coloniale les recoupent souvent (fig. 13 A et Pl. XIII, fig. 1). Les gisements de manganèse s'associent pratiquement toujours à ces « sandwiches » rouges.

1. Notons en passant que le Niaouli s'installe sur presque tous les terrains. Cependant, si on peut le rencontrer sur latérites ferrugineuses, il ne se développe pas sur les péridotites.

Si l'on considère ces caractères très frappants, il apparaît surprenant que Glasser n'ait pas reconnu la nature volcanique de ce cortège, que Piroutet n'en ait pas clairement souligné l'origine sous-marine, enfin que les habitants lui appliquent obstinément la dénomination de « schiste » — qui ne serait pas grave si elle n'allait pas de pair avec une opinion péjorative, et d'ailleurs fausse, quant à ses possibilités agricoles. Et nous y reviendrons dans l'appendice de ce chapitre.

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE. — Nous distinguerons les basaltes banaux et les pillow-lavas.

1. Les basaltes. *Composition minéralogique.* — *Plagioclases.* — A 55 % d'anorthite, c'est-à-dire voisins de la limite andésine-labrador ou un peu au delà. Cette composition est nettement différente de celle des plagioclases des roches éruptives en place dans les formations anté-éocènes, qui sont des andésines à 35 % d'anorthite. Fait remarquable : les plagioclases du flysch de l'Éocène II reflètent exactement cette composition. Nous avons relevé le même reflet entre les plagioclases des grauwackes triasiques et liasiques et ceux des roches éruptives en place dans les formations anté-éocènes.

Quartz. — Sans être présent dans toutes les préparations il est très fréquent. La fréquence de silice exprimée rapproche ces roches de celles des formations anté-éocènes et leur confère un air de consanguinité. Cependant nous n'avons pas observé ici de micropegmatites.

Augite. — Elle est toujours présente. Elle ne se présente pas en grandes plages pénétrées par les plagioclases, mais en grains de petites dimensions souvent accolés en paquets, en agrégats. Elle est souvent mâclée h^1. Elle est en général très fraîche ; assez rarement elle peut être pénétrée, le long de clivages, par des veines ténues de chlorite, ou, très localement, épigénisée le long des clivages par de la hornblende brune ou brun verdâtre.

Dans deux préparations nous avons pu mettre en évidence que cette augite présente un petit angle des axes optiques, ne dépassant guère 40°. En même temps l'angle d'extinction maximum des sections allongées ne dépasse pas 34°. Il semble donc qu'on ait affaire à une augite pigeonitique, et non à une pigeonite véritable, telle qu'elle est optiquement définie dans Rogers et Kerr [*1942*, p. 266].

Nous n'avons pu découvrir ni péridot, ni pyroxène orthorhombique.

Hornblende. — La hornblende commune verte est quelquefois extrêmement abondante (253, 529) et elle peut être le minéral volumétriquement dominant dans la roche. Sauf quelques cas exceptionnels on ne peut observer que cette hornblende remplace une augite préexistante ; elle semble « primaire ». Elle se rapporte quelquefois à la hornblende commune brune ; elle peut alors présenter un cœur brun et une périphérie verte. La présence de la hornblende, pour fréquente qu'elle soit, n'est pas constante.

Chlorite. — Tantôt elle est pâle, faiblement pléochroïque, à biréfringence assez élevée (de l'ordre de 0,010), en plages à structure palmaire ou sphérolitique (258, du bassin de Bourail). D'autres fois, elle est très verte et très pléochroïque et polarise dans des teintes basses anormales, bleu lavande (chlorite penninique (529), près pointe Porwy, bassin de Poya). D'autres fois, au moins deux chlorites différentes peuvent se présenter dans la même préparation : *a*) chlorite faiblement biréfringente, en agrégats sphérolitiques, *b*) chlorite en lames fortement biréfringentes, incluses dans des plages de la chlorite (*a*), ou indépendantes d'elle (1044, Boutana, bassin de Pouembout). La présence de chlorite n'est pas absolument constante.

Un peu de *mica blanc* ou de *biotite*, associés à la chlorite, peuvent apparaître rarement. Dans deux de nos préparations (1044), on observe très nettement que la biotite se rencontre le plus

souvent au contact de la chlorite et de la magnétite, ce qui suggère fortement que la biotite dérive de la « ferritisation » locale de la chlorite par réaction avec l'oxyde de fer [1].

Magnétite titanifère. — Toujours abondante. Elle est presque toujours subautomorphe à xénomorphe, moule les plagioclases et présente avec les minéraux ferro-magnésiens des limites « à contours mutuels ». Elle est donc tardive. Nous donnerons plus loin une analyse incomplète d'une magnétite titanifère extraite d'un sable de plage.

Structure. — La microstructure [2] doléritique semble rare. Nous l'avons seulement rencontrée, imparfaitement développée, à Boutana, bassin de Pouembout (1044) et dans une passée éruptive de la route de Koumac-Ouégoa, qui représente d'ailleurs peut-être une injection. En règle, dans ces roches d'épanchement, la microstructure est *intergranulaire* ou *intersertale* (sans verre) au sens que A. Holmes donne à ces termes [*1921*, p. 347] (Pl. X, fig. 3).

Exceptionnellement, on y peut rencontrer des plagioclases de deux tailles : de petits phénocristaux, dont certains sont zonés, et des poutrelles. C'est le cas, par exemple, au S^{t} Kouendao près de la P^{te} Porwy, dans le bassin de Poya.

Le grain est en général fin et la longueur des poutrelles plagioclasiques n'atteint que rarement 2,5 mm. Nous n'avons pas observé la moindre trace de verre dans ces roches.

Composition chimique. Dénomination. — L'analyse d'une roche d'épanchement (258) du bassin de Bourail contenant : *plagioclase* à au moins 50 % d'An., *augite*, *chlorite*, un peu de mica blanc, *magnétite titanifère* et un peu de quartz interstitiel, est consignée dans le tableau qui suit, à côté de celles d'autres basaltes pacifiques.

Les paramètres de 258 sont ceux d'un basalte. Mais la roche contient un peu de quartz exprimé, donc elle manifeste une tendance vers les sakalavites (équivalents microlitiques des gabbros quartziques). Cependant, les sakalavites ont un paramètre q = 3-4, et notre roche '5. Cette valeur de q correspond à ce que A. Lacroix appelle basalte α (q = (4) 5 ou '5), qui contient moins de 10 % de quartz. Or, la roche néocalédonienne reste en deçà de cette limite, qu'il s'agisse de la silice normative ou du quartz modal. La silice n'est pas tout à fait saturée. Dans la classification chimico-minéralogique d'A. Lacroix, cette lave prend donc le nom de *basalte* α.

Nous noterons que la valeur du paramètre q = '5 se retrouve dans nombre de basaltes de régions dont l'histoire géologique est fondamentalement différente de celle de l'orogène néocalédonien ; par exemple, dans les basaltes pauvres en olivine d'Hawaï (An. H) et dans un basalte « tholéiitique » de l'Australie occidentale (An. W. A.). *Mais le quartz n'apparaît pas dans ces roches.*

Dans la classification minéralogique, basée sur la teneur en anorthite des plagioclases, notre roche se placerait probablement près de la limite basalte-andésite. En tous cas, elle ne serait pas une andésite franche car le plagioclase contient *au minimum* 50 % d'anorthite (tout en se tenant près de cette composition). Il est donc plus justifié d'appeler une telle roche basalte qu'andésite. Piroutet [p. 246] n'a fait que mentionner, sans les décrire, dans sa « Série supérieure » du Nummulitique, 3 catégories de roches volcaniques : andésites, diabases, porphyrites (?).

En dehors des porphyrites, auxquelles il ne donne pas de définition pétrographique précise, nous pensons que ses diabases doivent correspondre à nos basaltes ; le qualificatif de diabase étant d'ailleurs défectueux parce qu'au moins un très grand nombre de ces roches ne présentent pas une microstructure doléritique, mais *intergranulaire*. La question de savoir s'il existe des *andésites* véritables reste posée. Les roches que j'ai étudiées ne méritent pas cette dénomination et le fait que le terme ait été employé par H. I. Jensen [1936] et J. Avias [1949, p. 41] n'est pas très probant, car il ne semble pas que ces auteurs se soient livrés à une diagnose complète. Néanmoins, étant donné que nous n'avons étudié qu'un petit nombre de préparations de ces roches, nous ne pouvons généraliser la dénomination de basalte.

Il est tout à fait remarquable que les basaltes néocalédoniens ne contiennent jamais d'olivine, alors qu'ils sont lardés d'une multitude de fils péridotiques et surtout serpentineux, alors qu'ils

1. Et non le phénomène inverse, qui est très fréquent dans toutes sortes de roches, et souvent facile à mettre en évidence.
2. Nous avons choisi de parler de macro- et de microstructure, au lieu de structure et de texture, si diversement et si mal employés dans la littérature.

sont surmontés par ailleurs par de vastes chapeaux péridotiques. Il y a là une « ségrégation »[1] tout à fait remarquable des péridots, et l'on peut évidemment se demander si cette ségrégation n'est pas explicable par une origine radicalement différente des basaltes et des péridotites. Or il est probable que les grandes masses péridotiques se sont mises en place postérieurement aux basaltes puisque ceux-ci sont plissés alors que la surface de base des péridotites est fréquemment plane et rarement aussi intensément reployée que les basaltes eux-mêmes ou que d'autres formations. Peut-être la ou les fissures par lesquelles sont montés les basaltes et les péridotites ne sont-elles pas les mêmes et n'ont-elles pas atteint les mêmes profondeurs de la croûte terrestre. Mais tout ceci reste très hypothétique.

	258	*N*	*H*	*WA*
SiO_2	49.80	50.37	50.44	50.57
Al_2O_3	11.35	14.65	14.00	15.11
Fe_2O_3	4.30	2.19	3.15	3.65
Fe O	8.65	9.24	8.27	8.80
Mn O	0.22	0.13	0.12	0.26
Mg O	7.50	7.13	6.73	5.55
Ca O	10.90	11.74	10.19	10.64
Na_2O	2.22	1.88	2.58	2.29
K_2O	0.40	0.31	0.48	0.57
TiO_2	1.10	n. d.	3.06	1.37
P_2O_3	0.17	0.17	0.29	0.07
S (total)	traces	0.05		
H_2O —	0.35	0.03	n. d.	1.42
H_2O +	2.55	0.13		0.25
$C O_2$	traces	—		0
Total	99.51	99.80		100.55

Compositions virtuelles.

	258	*N*	*H*	*WA*
Q	3.75	1.62	4.02	4.08
Or	2.22	1.67	2.78	3.34
Ab	18.34	16.24	22.01	19.39
An	20.02	30.30	25.02	29.20
Ca SiO_3	13.92	11.25	9.97	9.51
Mg SiO_3	18.75	17.80	16.80	13.90
Fe SiO_3	10.82	15.18	7.65	11.35
Ma	6.26	3.25	4.41	5.34
Ilm	2.13		5.93	2.58
Pr				
Ap	0.31	0.31	0.62	0.31

Paramètres.

III.'5.(3)4.(4)5 ['2.1.2.(2)3]	III.5.4.'5 [1'.1.2.'3]	III.'5.'4.(4)5 [2.1.2.'3]	III.'5.4.4(5) [2.1.2.3]

Composition chimique d'un basalte paléogène néocalédonien et d'autres basaltes pacifiques.

258. — Basalte α. — Route coloniale, km 184, 300. — Bassin de Bourail-Nouvelle Cal. An : CTAC, CNRS (1951).

N. — Basalte avec très peu d'olivine. — Ile Niuafo'ou, lave de 1929. Bord de la ceinture circum-pacifique. An : E. S. Shepherd (1938) *in* G. A. Macdonald [*1948*, p. 75].

H. — Moyenne de 29 analyses de basaltes hawaïens avec 0 à 5 % d'olivine *in* G. A. Macdonald [*1949*, p. 1571].

WA. — Basalte « tholéiitique ». — Donnelly Range, West Australia *in* Browne [p. 589].

N. B. — Le terme de tholéiite est considéré comme superflu par divers auteurs, notamment par Johannsen [*1939*, vol. I, p. 283], R. Frey [*1937*, p. 122] le définit comme « variété de basalte α à structure intersertales ». De fait le basalte « tholéiitique » de l'Australie occidentale présente bien les paramètres d'un *basalte α*.

On notera la grande ressemblance des normes et des paramètres du basalte néocalédonien (inclus dans un orogène récent), avec ceux des Hawaï, de la bordure circumpacifique (Niuafo'ou) et de la plate-forme australienne. Mais les basaltes de la Nouvelle Calédonie présentent, sinon constamment, du moins très fréquemment *une petite quantité de silice exprimée.*

2. Les pillow-lavas. — La structure en coussinets semble assez rare et de peu d'extension dans les épanchements paléogènes. Dans notre secteur nous ne l'avons rencontrée, en affleurements notables, qu'à Pindjène[2], près de Koné (f. 4 et fig. 17). Tout le rivage sud-ouest de cette presqu'île montre de très beaux coussinets, bulleux dans toute leur masse ; la mer en a souvent creusé le cœur en forme de vasque. On y voit des écorces vitreuses et, entre certains coussinets, des brèches à fragments anguleux de lave bulleuse[3].

En dehors de ce point, nous n'avons rencontré de pillow-lavas ou de laves bulleuses qu'en peu d'endroits. Mentionnons deux affleurements de lave bulleuse peu à l'W du St Jara, dans le bassin de Koumac et auprès des têtons de Goyeta, au SE de Pouembout. On peut voir quelques coussinets au col d'Arama (f. 1) où il

1. Sans donner ici une signification génétique précise à ce terme, au sens seulement de « séparation ».

2. Et dans une région proche de notre secteur (secteur A. Arnould) elle est présente à Ouazangou, près de Gomen, mais, comme à Pindjène, de peu d'extension.

3. De nombreux blocs de quartz jaune, souvent carié, sont posés sur ces laves ; ils ne semblent pas en place et je n'ai pas eu le loisir d'en déterminer l'origine — mais ils ressemblent fort à certains quartz associés aux péridotites et serpentines — et la presqu'île est précisément lardée de petites masses de serpentine.

est possible de considérer la bande de roches volcaniques avec serpentines et tufs comme un synclinal très pincé de terrains cénozoïques... Près du St 67, sur la rive droite de la rivière Nendjane (f. 1), quelques fragments d'une lave bulleuse semblent en contact avec la formation des schistes feldspathiques de la baie de Néhoué. L'âge de cette lave bulleuse reste entièrement inconnu, mais il se pourrait qu'elle soit en relation avec les pillow-lavas du col d'Arama et, comme elles, peut-être d'âge tertiaire. La position un peu singulière de ces affleurements pourrait peut-être s'expliquer par une transgressivité des épanchements paléogènes. Mais ces remarques ne sont émises qu'avec beaucoup de doute.

Lorsque l'on a observé les roches basiques de certaines régions alpines, comme celles de Corse et que l'on y connait la grande fréquence de la structure en coussinets [*Routhier, 1946 a* et *b*] au contact des radiolarites, on peut se demander pourquoi celle-ci est aussi rare et peu étendue en Nouvelle Calédonie. Il est possible, il est vrai, que l'altération des basaltes nous l'ait masquée dans certains cas, mais nous ne pensons pas que cela soit arrivé fréquemment. On sait que les formes en coussinets, si elles semblent se réaliser le plus souvent dans des coulées subaquatiques, pourraient aussi apparaître à l'air libre ; on en aurait observé par exemple à Bora-Bora (îles de la Société) et au Kilauea (Hawaï). J. Volney Lewis [*1914*] a depuis longtemps souligné que ni la présence, ni l'absence de l'eau ne peuvent être indiquées comme particulièrement favorables à la formation de cette structure. Cette formation dépend de maintes conditions : composition de la lave, débit de l'extrusion, température initiale..., etc... qui conditionnent la viscosité et la mobilité de l'épanchement. Ces conditions n'ont dû être réalisées qu'exceptionnellement dans les coulées paléogènes de la Nouvelle Calédonie [1].

AGE DES ÉPANCHEMENTS. LEUR RELATION AVEC L'OROGÉNÈSE. — Pour plus de commodité nous avons discuté l'âge des basaltes en établissant la stratigraphie de l'Éocène et montré que, si leur émission a certainement commencé durant l'Éocène, il est fort possible qu'elle se soit poursuivie durant l'Oligocène. Aussi avons-nous préféré leur assigner un âge plus vague, *paléogène*, et les faire figurer sur nos cartes sous le double symbole 10-9 *b*, exprimant d'une part leur contemporanéité partielle avec le flysch de Bourail (9 *a*), d'autre part la possibilité d'un âge plus récent pour certaines parties du cortège.

En esquissant la paléogéographie du bassin de Bourail à l'Éocène nous avons montré que l'émission des basaltes a suivi la formation des rides Cap Goulvain-Bourail. Elle succède à un premier jeu plicatif. Les basaltes, avec leurs inclusions sédimentaires, furent ensuite plissés (fig. 13 A et B). En d'autres termes leur épanchement coïncide vraisemblablement avec une période de *rémission des tensions*.

Soulignons que dans leur disposition, rien n'évoque des appareils volcaniques, des évents, d'où ils se seraient échappés. Selon toute vraisemblance on n'a pas affaire ici à une ligne volcanique de guirlande insulaire, mais à un *vaste épanchement fissural*. Il ne nous est pas possible de suggérer la position de la ou des fissures, mais on peut penser que certaines étaient au fond du sillon que remplissaient les basaltes, que d'autres, ou une autre, se plaçaient sur la côte est, comme la « racine » du massif péridotique du Sud (voir p. 219 et fig. 23).

COMPARAISON DES BASALTES NÉOCALÉDONIENS AVEC D'AUTRES BASALTES DU PACIFIQUE. 1. Aire intra-pacifique. — Les basaltes absolument dépourvus d'olivine y sont très rares, mais plus fréquents sont ceux contenant quelques % d'olivine, jusqu'à 5 %, adopté comme limite des basaltes francs par G. A. Macdonald [*1949*, p. 1549]. Cet auteur signale que les types non porphyritiques sont plus fréquents dans les basaltes que dans

1. Nous n'avons pas encore pu mener à bien l'étude pétrographique des laves en coussinets de Pindjène.

les basaltes à olivine. Leur fond est intersertal ou intergranulaire. Le pyroxène, quand il a pu être déterminé, est de la pigeonite. L'hypersthène y est rare. Ces caractères pétrographiques sont voisins de ceux des basaltes paléogènes néocalédoniens. La moyenne de 29 analyses de basaltes hawaïens, la norme et les paramètres correspondants (An. H, p. 125) sont tout à fait similaires à ceux des basaltes néocalédoniens. Cependant ceux-ci montrent de la silice modale qui n'apparaît pas dans les basaltes hawaïens.

2. Ceinture circum-pacifique. a) *Basaltes récents ou actuels.* — L'île Niuafo'ou, volcan situé sensiblement à mi-distance entre les Fiji et les Samoa, est constituée de basaltes sans olivine ou avec très peu d'olivine [*G. A. Macdonald, 1948*]. Une analyse (N, p. 125), met en évidence un peu de silice normative ; les paramètres sont très semblables à ceux des basaltes néocalédoniens. Toutefois ceux-ci montrent de la silice modale qui n'apparaît pas à Niuafo'ou. Le pétrographe américain constate que la pauvreté en olivine des coulées (historiques) de cette île appuie l'opinion de Lacroix [*1940*], qui la considère comme appartenant à la ceinture circumpacifique.

b) *Basaltes anciens.* — Au Tertiaire, l'Australie, et surtout sa partie orientale, a été le siège d'une activité ignée énorme. Les coulées sont d'âges variés : Éocène, Oligocène, Miocène, Pliocène moyen à récent, donc, dans l'ensemble, postérieures à celles de la Nouvelle Calédonie. Parmi les « vieux » basaltes du Queensland, de New South Wales et de Victoria, *le type le plus commun est le basalte à olivine.* Mais, on rencontre aussi des basanites, des basaltes à néphéline, des néphélinites à olivine et des basaltes à leucite.

En étroite association avec les basaltes à olivine, on rencontre des *basaltes tholéiitiques*, calciques (analyse W A, p. 125), avec de grands phénocristaux de plagioclases basiques, qui, par élimination de l'olivine, « passent à des andésites ». Des rhyolites et pechsteins apparaissent également.

Les types alcalins, extrusifs ou intrusifs, sont extrêmement fréquents : tinguaites, trachytes, trachyphonolites, rhyolites, avec sanidine sodique, anorthose, aegyrine, riebeckite. Dans certains cas, l'association étroite de ces types alcalins avec les basaltes à olivine « indique à partir de quel magma ils se sont différenciés » [*Browne*, p. 572 à 582].

A travers les détails se dégage ce fait que, dans leur ensemble, les roches ignées tertiaires australiennes montrent une tendance très marquée vers un déficit de silice et vers la *série alcaline.* Ces roches qui, selon toute vraisemblance, ont traversé de grosses épaisseurs sialiques, présentent des analogies très étroites avec certaines roches intrapacifiques, qui, elles, n'ont vraisemblablement pas traversé de Sial.

c) *Vue d'ensemble sur les laves pacifiques.* — La mise au point la plus récente est due à G. A. Macdonald [*1949*]. A propos de son étude sur la province pétrographique hawaïenne, cet auteur est conduit à réexaminer la distribution des laves pacifiques et le tracé de la *ligne « andésitique »*, c'est-à-dire de la ligne séparant les laves intra-pacifiques, appartenant à la série alcaline, des laves circum-pacifiques, appartenant à la série calco-alcaline. Pour cet auteur, la plupart des îles intra-pacifiques (« mid pacific ») appartiendraient à la série « intermédiaire ou mixte » définie par Lacroix [*1927*] : série contenant quelques roches feldspathoïdiques, mais dans laquelle dominent les roches non feldspathoïdiques. Les roches de tous les volcans intra-pacifiques seraient probablement essentiellement similaires et les seules exceptions véritables seraient Tahiti, qui appartiendrait à la *série néphélinique* de Lacroix, et l'île de Pâques qui, par ses rhyolites et dacites, présente des affinités avec la ceinture circum-pacifique [p. 1590 et 1591].

La similitude des roches intra-pacifiques s'affirme donc de plus en plus. Elle implique des conditions générales uniformes et le « magma-père » doit avoir eu pratiquement la même composition partout ; il est représenté probablement par le *basalte à olivine*, qui constitue l'élément dominant des grands édifices, bien exposés et bien connus, des volcans « mid-pacific ».

Extérieurement par rapport à la ligne « andésitique » viennent les laves de la *ceinture circum-pacifique* appartenant à la série calco-alcaline, andésite — dacite — rhyolite. Nous y ajouterons les basaltes $\varkappa$ (ou basalt-andésites) de Nouvelle Calédonie, bien caractérisés par leur petite teneur en silice exprimée.

Plus extérieurement encore, nous trouvons à nouveau les basaltes à olivine et les roches alcalines sur le vieux nucleus australien et aussi en Nouvelle Zélande (péninsule d'Otago). Ainsi se confirme que la série alcaline : basaltes à olivine → trachyte, peut se rencontrer à la fois dans les *kratogènes* (orogénèse très ancienne) et dans les *aires océaniques*, sans Sial ou à Sial très mince (océans Pacifique, Indien, et même Atlantique).

Au contraire, *la série calco-alcaline apparaît dans les orogènes et ici dans l'orogène papou.* Il est très intéressant de noter que la zone plissée néocalédonienne, en pleine orogénèse dès le milieu de l'Éocène, fut le siège de coulées de *basaltes* α, dépourvus d'olivine, et contenant à la fois de la silice normative et modale. Le contraste avec le kratogène australien d'une part, avec l'aire intra-pacifique d'autre part, est frappant. *Et il semble bien y avoir, en effet, une relation entre cette différence chimique et le phénomène de plissement.* Par ailleurs, le fait que toutes les formations antérieures à ces basaltes, depuis les séricitoschistes et grauwackes jusqu'aux phtanites éocènes, soient fort riches en silice, n'est sans doute pas indifférent.

Si nous observons que les basaltes néocalédoniens ont été précédés par le dépôt d'une puissante série phtanitique et par le début de l'orogénèse tertiaire (entre Éocène I et Éocène II) on peut penser à un fléchissement de la croûte sialique entraînant une assimilation de Sial [1]. Cette assimilation de Sial serait responsable du caractère calco-alcalin des laves paléogènes néocalédoniennes et de leur léger excès de silice.

II. — Intercalations sédimentaires dans les coulées volcaniques.

Nous n'avons pu pousser autant que nous l'aurions souhaité l'étude de ces roches et n'y avons fait tailler qu'un très petit nombre de plaques minces.

Ces intercalations sédimentaires pourraient, très schématiquement, se réduire à deux groupes principaux :

1) Des roches verdâtres, jaunâtres ou « kaki », à grain très fin, à délit esquilleux. Au microscope l'une de ces roches (entre Bourail et Baraoua) ne montre qu'un fond quartzeux, à grain extrêmement fin, avec de rares plus gros quartz, quelques plagioclases et de très fines lamelles phylliteuses incolores. La roche, pourtant très riche en silice, ne présente nullement l'aspect d'un jaspe.

Elle ne présente pas, non plus, suffisamment de matériaux volcaniques pour qu'on puisse justement la qualifier de « tuf ». Cependant beaucoup de ces passées vertes ou jaune verdâtre, en petits lits à délit esquilleux, ressemblent fort à des *tufs volcaniques.*

2) Des roches plus ou moins siliceuses, de couleur rouge, lie de vin, chocolat, quelquefois noire, gris verdâtre, exceptionnellement verte ou même jaune clair. L'une de ces roches, de couleur rouge, ne montre, au microscope, qu'un fond presque totalement opaque, ferrugineux, à grain extrêmement fin, et de nombreuses baguettes isolées de plagioclase. Rarement ces plagioclases sont agglomérés en petits paquets et pourraient être alors d'authentiques fragments de roche volcanique. On a donc affaire à un tuf volcanique siliceux, moucheté d'une grande quantité d'oxyde de fer sous forme ferrique. On pourrait aussi l'appeler « jaspe tufique ».

1. Idée d'Edwards (1935), reprise récemment par G. A. Macdonald [*1949*].

Certaines passées sont certainement beaucoup plus argileuses mais elles ne présentent pas les propriétés physiques d'une argile ; nous les qualifions d'argillites. On peut voir, par exemple au km 181, 450 de la route coloniale, entre Bourail et Baraoua, de telles argillites de couleur lie de vin et brun chocolat pincées dans les basaltes (fig. 13 A et Pl. XIII, fig. 1).

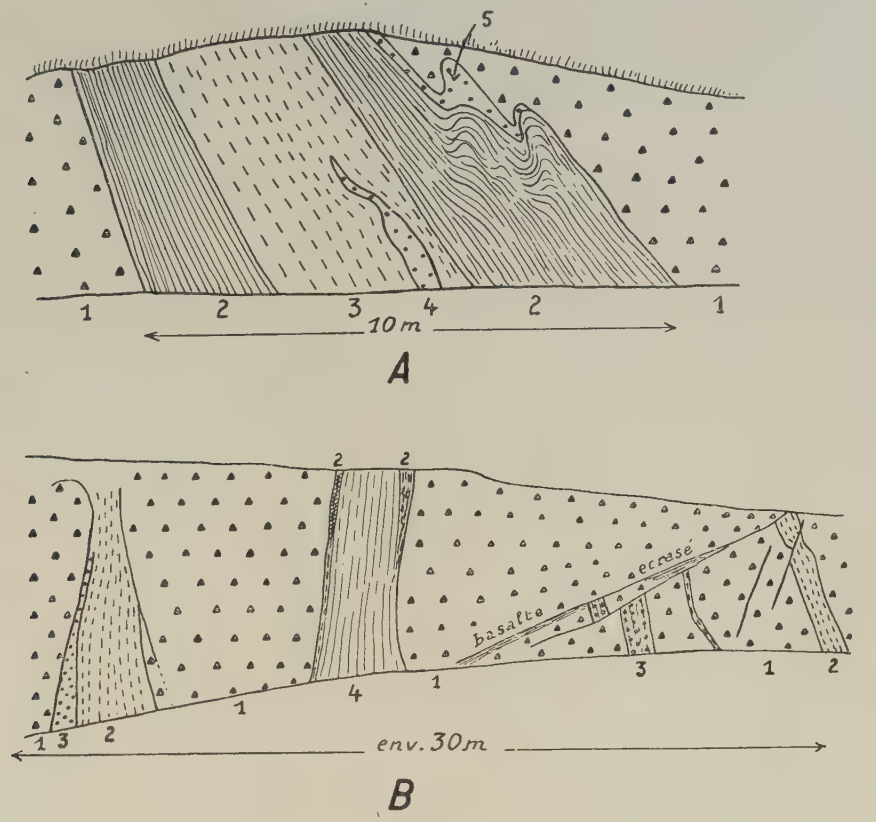


FIG. 13.

A. — Intercalation sédimentaire dans les basaltes paléogènes. Route coloniale, km 181, 450, entre Bourail et Poya.

1 : Basalte altéré. — 2 : « Jaspe » à délit esquilleux, de couleur lie de vin. — 3 : Argillite brun chocolat. — 4 : « Jaspe » à délit esquilleux, de couleur verdâtre. — 5 : Lentille de jaspe rouge massif (voir aussi pl. XIII, fig. 1).

B. — Détails structuraux dans les basaltes paléogènes. Route coloniale, près du sommet du col de Muéo.

1 : Basalte altéré. — 2 : « Jaspes » schisteux et argillites, brun chocolat et rouge. — 3 : Jaspes massifs, rouge et chocolat. — 4 : « Jaspes » schisteux vert, à délit esquilleux.

Noter à droite de la figure une zone de cisaillement soulignée par du basalte écrasé et par le décrochement d'une intercalation de jaspe.

Les préparations dont nous disposons sont presque toutes azoïques. Une seule, provenant du creek Daro, près de la pointe Porwy (au S de Poya) montre dans un fond pigmenté brun rouge, complètement opaque, des ronds ou ovales, remplis de calcédoine non pigmentée, qui ne peuvent être que des fantômes de Radiolaires.

Une autre préparation, taillée *dans un minerai de manganèse* de la concession « Luce » (bassin de Poya) montre, dans des lenticules siliceux rouges intercalés dans le minerai, de mauvais fantômes des mêmes organismes. Ce qui démontre de façon péremptoire, notons-le en passant, l'origine sous-marine et « volcano-sédimentaire » des gisements de manganèse néocalédoniens.

Une aussi brève revue microscopique ne peut donner une idée complète de ces roches, que nous avons décidé de grouper provisoirement sous les noms généraux de *tufs volcaniques*, *jaspes* et *argillites* (polycolores). Les jaspes ne sembleraient que rarement contenir des Radiolaires et ne mériteraient que dans certains cas le nom de *radiolarites* (au sens de jaspe à Radiolaires). Cependant l'analogie macroscopique entre cette série de roches rouges et les radiolarites alpines, comme celles, par exemple, de l'Insecca en Corse, ou mieux les radiolarites

californiennes, apparaît au premier coup d'œil. Ici, comme dans les Coast Ranges de Californie, les roches laviques dominent largement en volume les jaspes à Radiolaires — comme en Californie ces jaspes sont accompagnés de lits et lentilles d'oxyde de manganèse très siliceux [1]. Jusqu'à la morphologie d'ensemble du cortège d'épanchement néocalédonien, sur le versant ouest, qui évoque certains paysages californiens de la formation « Knoxville — Franciscan group » (d'âge jurassique supérieur) [1], notamment dans la baie de San Francisco.

3) Beaucoup plus exceptionnellement nous avons rencontré des roches différentes, manifestement détritiques, dont certaines au moins sont des grès fins. Par exemple on en peut voir, associés d'ailleurs à des « tufs » jaune verdâtre esquilleux, sur la route de la Téné (bassins de Bourail, tout près de l'hippodrome). Ces faciès clastiques semblent de peu d'importance. Enfin, encore plus exceptionnels sont les calcaires, en lits très minces (ex. carrière du km 202 de la coloniale).

Les volumes respectifs occupés par ces roches sont fort différents. Les tufs kakis ou verdâtres dominent largement comme nous l'avons déjà noté. Il serait fastidieux d'en énumérer les affleurements principaux. Notons cependant leur grande importance dans le bassin de Bourail, le long des vallées de la Douencheur et de la Pouéo. Sur la haute Pouéo un synclinal pincé entre les terrains métamorphiques du mont Bouemien et les serpentines du Bouen Mieu d'une part, et l'anticlinal phtanitique du Sava Enrou d'autre part, est largement constitué de ces tufs, associés à des basaltes qui restent ici en volume réduit. Dans le bassin de Koné-Pouembout ces tufs occupent de larges surfaces, et notamment à la lisière nord du cortège d'épanchement, près de son contact avec la bande de formation à charbon, par exemple près du Pic Koné.

Malheureusement, si l'on distingue très clairement ces tufs sur les tranchées des routes ou dans les lits des creeks, leur morphologie et leur flore ne présentent pas, par rapport à celles des basaltes, des différences assez nettes pour que l'on puisse les cartographier aisément. Nous en avons bien noté de nombreux affleurements sur nos minutes, mais ces informations restaient trop disparates pour que nous puissions les intégrer en une cartographie valable. Nous avons donc renoncé à en tracer les limites sur nos cartes, mais certaines aires particulièrement riches en tufs seront signalées, sans limite précise, par un figuré de faciès.

En regard de ces tufs kakis, les jaspes et argillites polycolores occupent de faibles volumes. Ce sont des rubans, en général de quelques décimètres ou quelques mètres de puissance, souvent extrêmement plissotés et cisaillés (fig. 13 B). Mais ils sont très aisément visibles, notamment sur les tranchées des routes. Ils sont particulièrement intéressants, dans beaucoup de cas, pour l'étude des structures du complexe volcanique, dans lequel ils permettent de suivre des directions et des pendages. Ainsi les nombreux « sandwiches » rouges et brunâtres que la route coloniale recoupe entre Bourail et Poya pendent tous au N ou au NNE, c'est-à-dire sous le massif péridotique Mé Boa-Mé Maoya ; cette observation reste vraie lorsque l'on se rapproche de la lisière de ce massif péridotique. C'est là une confirmation que tout le complexe volcanique va s'enfoncer sous les péridotites et réapparaît de l'autre côté de celles-ci, dans la région Ouendji-Nérin.

Toutefois, nous ne sommes pas absolument certain que toutes les structures de détail enregistrées par ces jaspes et argillites doivent être attribuées à des déformations purement diastrophiques. Il est possible que certaines d'entre elles aient quelque chose à voir avec des phénomènes d'écoulement dans des nappes basaltiques qui ont pu garder une certaine mobilité peut-être assez longtemps après leur émission.

Les jaspes et argillites polycolores présentent encore un intérêt pratique. *En effet, les gisements de manganèse leur sont pratiquement toujours associés.* Aussi peuvent-ils, dans certains cas, servir de fil directeur pour la prospection du manganèse, et surtout pour prolonger les recherches à partir d'affleurements connus.

Un fait remarquable, qui n'est pas absolument constant mais reste néanmoins assez général, est l'indépendance des tufs kakis et verdâtres et des jaspes et argillites polycolores. Dans l'ensemble ce sont des épi-

1. Postérieurement aux études classiques de E. F. Davis [*1918*], sur les « cherts à Radiolaires » de cette région il faut mentionner les très belles monographies sur le manganèse en Californie et dans la Sierra Nevada de N.-L. Taliaferro et F.-S. Hudson [*1943*], qui reprennent de façon très extensive la question des « cherts » à Radiolaires » et des gisements de manganèse associés.

sodes sédimentaires différents. Dès lors on peut se demander si, par un travail de cartographie extrêmement minutieux, il ne serait pas possible d'aboutir à une stratigraphie grossière de ces roches et, par là, de tout le complexe d'épanchement sous-marin. On se heurtera toujours, évidemment, à l'absence (à vérifier) de microfaune datable dans ces épisodes sédimentaires et à leur caractère souvent lenticulaire. Ils ne semblent pas être des épisodes généraux et valables sur de larges surfaces.

Ce sont là des recherches que nous n'avions pas le temps d'entreprendre lors de notre mission. De même, sur le litage rythmique de ces roches, leur composition chimique et les modalités de leur association aux gisements de manganèse, la Nouvelle Calédonie offre certainement un bon terrain d'études pétrologiques détaillées.

GISEMENTS MINÉRAUX ASSOCIÉS AUX ÉPANCHEMENTS PALÉOGÈNES (Appendice).

Ces minéralisations appartiennent à deux types essentiels.

1. Gisements de pyrite et de cuivre (plus ou moins aurifères), dans les coulées volcaniques. Ce sont authentiquement des gîtes *volcaniques* ; ils ne sont pas « introduits » dans les basaltes.

Du point de vue économique il y a très peu d'espoir qu'ils puissent présenter autant d'intérêt que les gisements B P G C mésothermaux des terrains métamorphiques.

Dans ce groupe on peut classer les exemples suivants :

Bassin de Bourail et Poya : Azurea, Honfleur, New Caledonia, Esperanto.
Bassin de Pouembout-Koné : Edison, Baco.
Bassin de Koumac : Godayu, Boiloumala.

2. Gisements de manganèse « volcano-sédimentaires », pincés dans les coulées volcaniques. De tous les gisements métallifères néocalédoniens ce sont certainement ceux qui ont été les plus mal compris. Ainsi Glasser [1904, p. 404] écrit que le minerai de manganèse, toujours en blocs isolés, a été signalé « tantôt dans le Trias, tantôt dans le Crétacé ». Nos observations nous ont montré qu'ils sont pratiquement tous inclus dans les coulées basaltiques et associés à des jaspes et argillites rouges. Il s'agit donc de gîtes « volcano-sédimentaires » [1] sous-marins ayant emprunté silice, fer et manganèse aux laves.

Ces gisements sont donc tout à fait comparables, par leur origine, à ceux qui sont associés à des roches vertes dans les Alpes, par exemple dans les Grisons, et surtout à ceux de Californie. Comme ces derniers, ce sont de petits gisements, toujours fortement siliceux, donc de peu d'intérêt économique en temps « normal ». En Nouvelle Calédonie, le tonnage de ces gisements semble excéder rarement dix mille tonnes. Cependant j'ai découvert, en 1947, un gisement éluvionnaire (« Raymond », bassin de Poya), provenant de la destruction presque sur place d'un gisement de ce type. Il a montré une teneur en silice exceptionnellement basse et a été depuis l'objet d'une fructueuse exploitation [2]. Cette exploitation, à son tour, a entraîné un renouveau de la prospection et de l'extraction du minerai de manganèse, dont la carence se fait si gravement sentir dans l'aire pacifique.

Dans ce groupe on peut classer les exemples suivants : *Bassins de Bourail et Poya* : J07, July, Raymond et environs, Goipin, Ave Maria.

Bassin de Taom : La Lune (ancienne P. R. 18).

N. B. — Les deux listes qui précèdent ne sont en rien limitatives. Elles ne comportent que les gisements et indices vus et étudiés par l'auteur, ou qui ont été l'objet de travaux de recherches ou d'exploitation sur lesquels il a été possible de réunir une documentation. Elles n'impliquent pas non plus que les indices cités présentent tous un intérêt économique.

1. Nous proposons ce terme, qui correspond à celui de « volcanique sub-aquatique » de Niggli, plutôt que celui d'« exhalativo-sédimentaire » employé par H. Schneiderhöhn [*1941*, p. 742]. En effet le mode d'apport de Mn, Fe, Si dans l'eau marine a été discuté. On a invoqué des « exhalaisons » (de chlorures de fer et de silicium, voir Schneiderhöhn), des eaux thermales et la désintégration des silicates des laves chaudes par l'eau de mer. Notons que dans ses gîtes « exhalativo-sédimentaires », Schneiderhöhn ne mentionne pas de gîtes de manganèse. Nous trouvons finalement préférable d'utiliser le terme « volcano-sédimentaire », qui ne présente aucune implication précise du point de vue physico-chimique.

2. A titre documentaire il n'est pas sans intérêt de noter que les bénéfices déjà tirés par l'exploitant du gisement ainsi découvert excèdent très largement le coût total (voyage et matériel compris) de la mission géologique que j'ai dirigée. Faute d'une interprétation géologique correcte, ce gisement était passé complètement inaperçu. Ainsi, si la preuve devait en être faite, ce seul résultat suffirait à « justifier » économiquement la mission organisée par l'O. R. S. O. M. et le C. N. R. S. Ce serait évidemment négliger les résultats beaucoup plus importants, mais d'application moins rapide, relatifs aux gisements de nickel, de chrome et autres métaux.

Nous mentionnerons en outre, et seulement pour mémoire :

3. Magnétite titanifère. — Il s'agit d'un sable noir présentant trop peu d'intérêt économique pour qu'il y ait lieu d'y revenir dans le volume sur les gisements minéraux. Nous l'avons rencontré sur une plage au N de la pointe de la Croix Haute, sur le rivage sud de la baie de Porwy près de Poya. Ce sable est très riche en magnétite. La fraction attirable à l'aimant a donné à l'analyse (An. Rordorf, Nouméa, 1948) :

Fe : 42.78 — Cr_2O_3 : 1.02 — Mn : 1.22 — Ti : 6.10 %. Il s'agit donc d'une magnétite un peu titanifère provenant, avec peu de doute, du lavage des basaltes voisins [1].

4. Teneur en or de certains basaltes. — A simple titre de curiosité nous avons fait doser l'or dans deux poudres d'altération superficielle des basaltes.

L'une, apparemment banale, et prélevée tout à fait au hasard à la mission de Nekliaï (bassin de Poya) a donné (An. Orr et Welch, Sydney, 1947) : 0.455 *g. à la tonne*. Cette teneur est sans doute peu usuelle dans les basaltes, mais on possède très peu d'informations sur les teneurs en or de ces roches [*Rankama* et *Sahama, 1950*, p. 705]. D'ailleurs l'altération s'accompagne sans doute ici d'un enrichissement.

Par contre, un échantillon prélevé au bord même de la grande tranchée de la « Honfleur », d'où l'on a extrait un gossan aurifère provenant de l'oxydation de pyrites, n'a donné (An. Orr et Welch, 1948) que des traces d'or.

Possibilités agricoles. — A titre exceptionnel — et seulement pour mettre en garde contre un préjugé dont les conséquences pratiques sont assez considérables — nous ferons une brève incursion dans ce domaine. Nos documents sont trop fragmentaires pour que nous puissions prétendre à les organiser de façon cohérente dans le volume consacré à la géologie appliquée.

Sur la formation phtanitique de l'Éocène I on peut considérer les possibilités agricoles comme nulles ; sur le flysch de l'Éocène II, lorsque celui-ci n'est pas trop accidenté, et dans la région de l'Éocène transgressif du creek Aymes, les terres sont fréquemment fertiles, les divers éléments minéraux n'y faisant pas défaut. C'est en grande partie sur cette formation de l'Éocène II que furent placées les propriétés de colons originaires du Nord de la France, qui tentèrent un essai peu après la fin de la première guerre mondiale.

Mais, indubitablement, les terrains qui présentent le plus d'intérêt agricole sont les épanchements basaltiques. Ils sont cependant complètement méconnus et souffrent d'un préjugé dont l'origine est essentiellement verbale (dénomination de « schistes » avec, sous-entendu, la notion d'infertilité des schistes). Nous ne nous sommes pas livré à une étude pédologique véritable et il serait regrettable d'en donner ici des éléments disparates et d'inégale valeur au moment où l'O. R. S. O. M. vient d'envoyer un spécialiste en Nouvelle Calédonie.

Cependant, sans faire de pédologie, on peut au moins observer quelques faits naturels. Dans les bas-fonds et les vallons des collines basaltiques les sols sont noirs ou brun sombre, un peu argileux et collants, très fréquemment riches en billes calcaires — à plus de 80 % de $CaCO_3$ — réserve naturelle de chaux que les façons culturales ramènent en surface. Ces sols sont ceux qui portent la flore la plus dense et notamment des Légumineuses arbustives, dont le bétail s'engraisse. Le contraste de densité des végétations sur sols de basaltes et sur sols d'alluvions descendant des massifs péridotiques est très frappant. Sur ces derniers la végétation est très clairsemée. D'ailleurs, c'est sur sols basaltiques que furent réussis, à Pouembout et Poya, des essais de culture de blé et de coton. Et les anciens indigènes connaissaient bien leur valeur, qui y avaient si souvent dessiné leurs taraudières en courbes de niveau, où ils conduisaient l'eau descendant des châteaux péridotiques. Ainsi à Bourail, Baraoua et en tant de points qu'il serait fastidieux de les énumérer. De même nous avons vu, sur la rive gauche du Diahot, au pied oriental du mont Balangahou, près de la mine Mérétrice, des taraudières uniquement tracées sur un sol orangé provenant de l'altération de dolérites ; ces taraudières ne se prolongent pas sur le séricitoschiste.

Enfin, les vallons sur basaltes, en général courts, ne sont pas soumis aux crues violentes et fréquentes qui dévastent les grandes vallées descendant des massifs péridotiques ou de régions plus internes. Certes, la surface totale de ces vallons est assez réduite et les précipitations qui les touchent sont surtout très insuffisantes et irrégulières. Mais il n'en manque pas qui pourraient être irrigués à partir des châteaux d'eau péridotiques. C'est dans ce sens, en particulier, que l'on devrait orienter la prospection des possibilités agricoles de l'île

1. Nous avons en outre déjà mentionné, à propos de l'Éocène transgressif du Mé Aoui, l'abondance du fer titané dans le conglomérat de ce sommet. Il est fort peu probable que l'extension du conglomérat et sa teneur soient suffisantes pour qu'il présente un intérêt économique.

au lieu de s'obstiner, et de se décourager, sur les formations alluviales inondables [1]. Certes, une telle suggestion soulève des difficultés car les régions basaltiques sont entièrement couvertes de vastes domaines d'élevage extensif appartenant à très peu de Sociétés. Il faudra, avant même de tenter leur mise en valeur, prévoir la protection de ces sols contre l'érosion, mais la production agricole de l'île est si dérisoirement faible, et le problème de son amélioration suffisamment important pour qu'on entreprenne de sérieuses études dans ce sens.

Et si l'exploitation du minerai de nickel semble pouvoir encore durer, au rythme actuel, 10 à 15 siècles, on pourrait commencer à envisager sérieusement une politique agricole en faisant table rase, non des expériences, mais de certains préjugés locaux.

1. C'est sur le domaine de la Société d'élevage de Ouaco que nous sommes parvenu à cette conviction — conviction exprimée déja dans notre article : « La Nouvelle Calédonie », *La Nature*, nº 3196, août 1951, p. 248. Nous remercions la Société de Ouaco, dont nous avons été un moment le Conseil (1949), de nous avoir autorisé à faire état de ces observations.

LE MIOCÈNE ET LES FORMATIONS PLUS RÉCENTES

Sommaire. — Le lecteur est prié de se reporter à la conclusion de ce chapitre (p. 145).

L'étude des formations sédimentaires plus jeunes que l'Éocène supérieur n'est qu'amorcée. Nous n'avons pu y consacrer que peu de notre activité et beaucoup de travail de terrain, de micropaléontologie et de minéralogie reste à entreprendre pour établir des synchronismes valables et faire avancer les problèmes géochimiques relatifs à l'altération des péridotites.

A titre provisoire, nous avons, dans la légende générale de la carte, groupé les formations sédimentaires post-éocènes en deux ensembles : 1. Formations littorales et fluvio-marines néogènes et 2. Formations littorales fluviatiles plio-quaternaires.

Ces attributions d'âge restent tout à fait hypothétiques, sauf pour le Miocène de Népoui daté par sa microfaune. Par exemple, les argiles à gypse, qui colmatent de nombreux bas-fonds de la côte ouest représentent un ancien niveau plus élevé que le niveau actuel. En plaçant ces argiles sous la rubrique « plio-quaternaire » nous laissons ouverte la possibilité qu'elles soient néogènes, mais elles pourraient être plus récentes.

Parmi les difficultés que l'on rencontre dans l'étude des formations post-éocènes, nous mentionnerons surtout : la très grande extension des latérites alluvionnaires aux pieds occidendaux des massifs péridotiques — elles masquent souvent complètement les dépôts plus anciens — et l'absence d'un fond topographique en courbes très précis qui permettrait de suivre efficacement les passages latéraux de faciès. D'ailleurs encore en aurions-nous disposé que nous n'aurions pu parvenir à une synthèse cohérente, car ce travail de détail ne nous était pas possible dans le temps dont nous disposions.

I. — Les formations littorales et fluvio-marines néogènes.

Introduction. — Dans notre secteur elles ne sont représentées avec certitude que dans les presqu'îles de Népoui, de Muéo, de Nékoro et de Béco et les îles Grimault, Didot et Hiyé (ou Ile Longue) (f. 4 et 5). Les formations qui affleurent là se distinguent aisément par leur horizontalité, leur couleur jaune et leur découpage en falaises verticales. Elles sont largement recouvertes par un épandage récent de latérites alluvionnaires et de cailloutis descendant du massif péridotique Kopéto-Boulinda.

Piroutet [1917, p. 232] qui n'avait aperçu la presqu'île de Népoui que du large avait justement noté qu'elle semblait « appartenir à une toute autre formation... peu inclinée... qui pourrait fort bien être plus récente que l'Éocène, quoique antérieure aux plages soulevées ».

Lors de sa mission, partiellement contemporaine de la nôtre, Pomeyrol récolta à Népoui des échantillons dont la microfaune fut déterminée par Mme Y. Gubler. Ces deux auteurs annoncèrent alors [1948] l'existence du Néogène marin en Nouvelle Calédonie. La microfaune permettait même de préciser Miocène [1]. Depuis,

1. A cet égard Grekoff et Gubler [1951, note infrapag. p. 290] font observer que les déterminations de Tobler, effectuées sur les calcaires récifaux de Yaté, et que l'attribution de ceux-ci au Miocène sont erronées. Cela est possible mais l'argumentation utilisée par ces auteurs n'est pas très convaincante et, s'ils ont raison, ce n'est pas à *cause* de ces arguments. Ainsi ils se fondent sur le faciès des calcaires coralliens de Yaté. Mais nous ferons observer qu'eux-mêmes [p. 291] considèrent comme *miocènes* certains calcaires de Bouloupari qui ressemblent pourtant beaucoup à des calcaires *éocènes* et nous noterons que ce calcaire miocène de Bouloupari est donc alors très différent de ceux de Népoui.

L'abondance de *Marginopora* à Yaté ne peut servir d'argument si l'on reconnaît sa présence très fréquente dans le Miocène de Népoui. Enfin, l'altitude ne peut et ne doit pas servir de critère car on ne peut exclure la possibilité de gauchissements (cf. W. M. Davis, 1925). Aussi, si nous voulons bien admettre que les calcaires de Yaté sont plus vraisemblablement pléistocènes que néogènes, il faut attendre des preuves plus convaincantes. De même pour ceux de l'île des Pins, qui s'élèvent jusqu'à au moins 30 m.

Grekoff et Gubler [1951] ont complété l'étude des matériaux et trouvé quelques Foraminifères beaucoup plus caractéristiques, ce qui leur a permis d'annoncer — avant que nous ayons pu mener à bien et publier entièrement notre travail — l'existence de *Tertiaire e-f*, qui serait l'équivalent de l'Aquitanien-Burdigalien européen.

Ces résultats sont substantiellement en accord avec ceux qui découlent de l'étude de nos matériaux. Nous noterons toutefois que, très récemment, à la suite de l'étude de deux Oursins de la formation de Népoui, A. Jeannet [1951, p. 418] écrit : « je pense que ces Oursins sont plus récents... et probablement pliocènes, étant donné la présence d'un *Strongylocentrotus*, voisin de formes actuelles. » Cette observation jetterait un doute sur l'âge tertiaire e-f, au moins de la partie supérieure de la formation, visible à Népoui. Cependant, nous avons rencontré *Flosculinella* et *Austrotrillina* dans des calcaires situés à 5 ou 6 m sous le sommet, c'est-à-dire sensiblement *au même niveau* que les Oursins étudiés par Jeannet et que ceux, tout à fait identiques, récoltés par nous.

Dans l'état actuel des connaissances il semble plus logique de donner la préséance aux Foraminifères, bien que — comme je l'ai souligné à propos de l'Éocène — il faille constamment s'attendre à des modifications de l'extension stratigraphique de ces organismes dans les régions du Pacifique sud-occidental.

A. *LA FORMATION MIOCÈNE DE NÉPOUI.* 1. Lithologie. — a) On se reportera à la coupe (fig. 14) relevée dans la profonde tranchée de la route du wharf de Népoui, juste avant son arrivée au wharf. Cette coupe diffère quelque peu de celle donnée par Grekoff et Gubler [1951, p. 289, fig. 4]. On y voit cependant apparaître les mêmes faits essentiels : alternance de niveaux

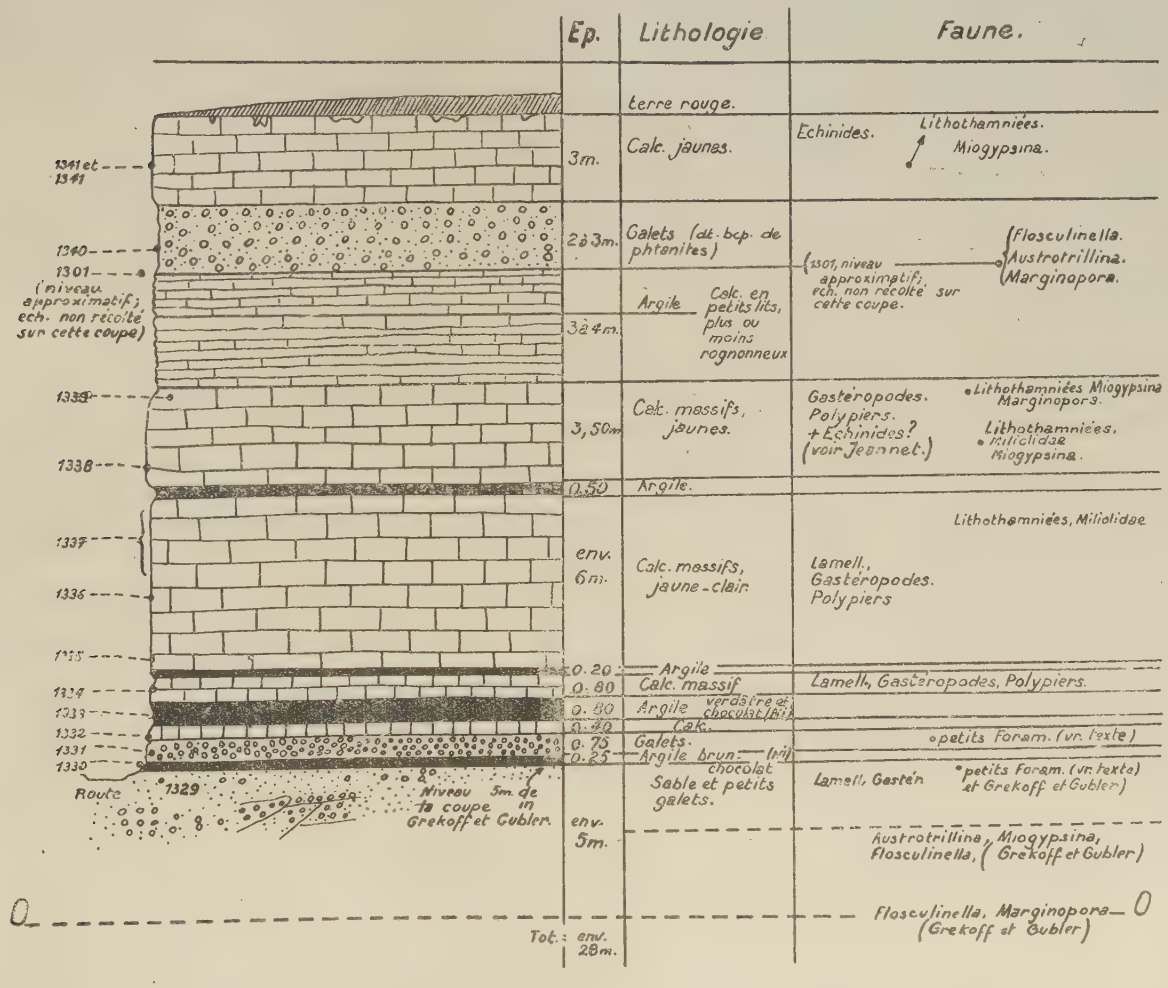


Fig. 14. — Coupe de la formation miocène de Népoui, prise dans la grande tranchée de la route près du wharf.

Pour une description détaillée de la microfaune, on se reportera au texte (p. 136).

essentiellement détritiques : à graviers et galets — dont la granulométrie varie beaucoup latéralement — de niveaux fins, verdâtre ou chocolat, que nous préférons qualifier d'*argiles* plutôt que de « marnes », car la majorité d'entre eux renferment très peu de carbonate — et de calcaires jaunes, plus ou moins compacts, avec de très nombreux moules de Lamellibranches, Gastéropodes, et des Polypiers.

Dans l'ensemble, les niveaux à galets sont vers le bas de la coupe mais on en rencontre un à 3 m sous le sommet, entre deux bancs calcaires. Au total, cette section représente environ 30 m. Mais il faut préciser que la colonne actuellement visible de la formation de Népoui est notablement plus élevée. Elle comporte environ 70 m de couches [1] et, jusque dans sa portion élevée, à au moins 50 m d'altitude, on y rencontre des niveaux ou lentilles à petits et même gros galets de harzburgite serpentinisée.

Il s'agit donc d'un complexe récifal avec arrivages continentaux souvent grossiers et violents. A peu de choses près sa portion la plus interne représente donc l'ancien littoral miocène, avec ses constructions frangeantes.

b) Le fait lithologique essentiel dans cette formation est la grande prédominance, parmi les galets, de serpentine et de harzburgite serpentineuse, de fragments siliceux rouges ou bruns identiques à ceux descendant aujourd'hui des massifs péridotiques (silice de « weathering »), et de minéraux détritiques : notamment chromite et augite remarquablement fraîche (autant que celle du flysch éocène II).

Pour l'essentiel les éléments détritiques de la formation proviennent donc de la destruction, surtout des péridotites et serpentines et, accessoirement, des coulées basaltiques paléogènes.

Ces indications permettent d'encadrer l'âge de ces roches ignées.

2. Microfaune. — a) *Dans les lavages*, seuls quatre échantillons sur une douzaine examinés se sont révélés réellement riches en petits Foraminifères. Deux proviennent de niveaux à galets de la base de la coupe (1329, 1351) et l'on remarquera que l'un (1329) correspond à la « marne sableuse » de la coupe de Grekoff et Gubler. Sa microfaune est bien identique à la liste donnée par Gubler et Pomeyrol [1951, p. 1293].

Mais deux autres échantillons proviennent d'un niveau beaucoup plus élevé, à au moins 40 m d'altitude; l'un est un calcaire jaune, friable, à Polypiers, Gastéropodes et Lamellibranches (543), l'autre est la poudre jaune provenant de sa désagrégation naturelle (544). Or il n'est pas possible de noter une différence fondamentale entre les microfaunes de ces deux groupes d'échantillons.

Les déterminations de M^lle^ Aurouze (tableau) montrent une très bonne concordance avec celles d'Y. Gubler. Sur 35 espèces trouvées par Aurouze, 22 ont été annoncées par Gubler et Pomeyrol. En outre, ces auteurs ont cité 9 espèces qui n'ont pas été observées dans les lavages de nos matériaux, à savoir :

Quinqueloculina bos Reuss, *Spiroloculina affixa* Terquem, *Bolivina floridana* Cush., *Pavonina triformis* Parr, *Pav. flabelliformis* d'Orb., *Anomalina ammonides* Reuss, *An. glabrata* Cush., *Cibicides mayori* Cush., et *Carpenteria* sp. [2].

b) *Dans certaines plaques minces de calcaires* on rencontre : *Austrotrillina* (Pl. IX, fig. 2 et 4) ; *Flosculinella* (Pl. IX, fig. 1 et 2), comparer à *Flosculinella reicheli* Mohler [Grekoff et Gubler, 1951, Pl. IV, fig. 17 et 24] ; *Marginopora* sp. (Pl. IX, fig. 5) (*Marginopora* sp. aff. *vertebralis* Blainville d'après les auteurs précités) ; *Miogypsina* (Pl. IX, fig. 3), très troubles et usées

1. Nous précisons l'épaisseur de la coupe (30 m seulement d'après Gubler et Pomeyrol [1948, p. 1293]) parce que les organismes vraiment caractéristiques qui y ont été déterminés proviennent tous des 30 m inférieurs. Il n'est donc pas indispensable d'étendre à toute la formation l'âge admis pour ces 30 m inférieurs. Du moins, pour la partie supérieure, un contrôle serait-il utile.

2. Annoncé en 1948 comme *Sporadotrema* cf. *cylindricum* Carter et rectifié en 1951 [p. 290].

	538	539	543	544	1329	1331	Cités par Gübler et Pomeyrol	Age
	—	—	—	—	—	—		
Clavulina antipodum Stache						a. f.	+	
— aff. *communis* d'Orb						a. f.		
— *pacificia* Cushman						a. f.	+	
Valvulammina globularis d'Orb						r.	+	
Quinqueloculina sp			a. f.	r.	r.	a. f.		
Spiroloculina cf. *antillarum* d'Orb						a. f.		
Pyrgo globulus Bornemann			r.	r.	a. f.	r.	+	
Guttulina cf. *darosoni* Cushman et Ozawa			r.					
— *silvestri* Cushman et Ozawa			r.					
Nonion scapha Fichtel et Moll			r.	a. f.	r.		+	
— *subtargidum* Cushman						a. f.		
Elphidium sp		+						
— *advenum* Cushman			f.	a. f.	r.	a. f.	+	Actuel
— *javanum* Yabe et Asano			f.		t. r.		+	*Miocène*
— *simplex* Cushman			f.	a. f.		a. f.	+	Actuel
Operculina cf. *gaimardi* d'Orb			a. f.					
Bolivina advena Cushman			t. r.				+	*Miocène*
Reussella sp		+				t. r.		
Reussella miocenica Cushman			f.	r.	t. f.		+	*Miocène*
Discorbis globularis d'Orb. var. *bradyi* Cushman			f.	r.	r.	f.	+	Actuel
Rotalia beccarii Linné			t. f.	t. f.	t. f.	a. f.	+	
— — var. *dentata* Parker et Jones			a. f.		t. f.	a. f.	+	
— — var. *koeboeensis* Le Roy			r.			a. f.	+	
— — *calcariformis* Schwager			f.	r.	t. f.	t. f.	+	
— — *trochus* d'Orb			t. f.		f.	a. f.	+	Actuel
Asterigerina carinata d'Orb			f.			a. f.		*Miocène*
Amphistegina lessonii d'Orb. var. *bowdenensis* Palmer			f.			a. f.		*Miocène*
Globigerina sp	+	+						
Globorotalia cf. *palmerae* Cushman et Bermudez			a. f.	a. f.	t. f.	a. f.	+	
Anomalina grosserugosa Gümbel			f.			r.	+	
Anomalinella rostrata Brady			f.				+	
Cibicides aff. *mexicanus* Nuttall			r.		r.	r.	+	
Cibicides mexicanus Nuttall				r.				
Planorbulina plana Heron-Allen et Earland			a. f.	r.	r.	a. f.	+	*Miocène*
Planorbulina vulgaris d'Orb			t. f.			f.	+	Actuel

Microfaune du Miocène de Népoui.

Gisements. — Baie de Népoui, rive sud-est, près S[t] 178. *538* : micropoudingue à serpentine et augite ; *539* : sable à matériaux volcaniques, riche en petits débris coquilliers.

Népoui, à 600 m env. au NW du wharf, alt. 40 à 50 m. *543* : calcaire jaune à Coraux, Gastéropodes, Lamellibranches ; *544* : poudre jaune provenant de la désintégration calcaire *543*.

Wharf de Népoui (fig. 14). *1329* : niveau à petits galets, avec Lamellibranches, Gastéropodes ; *1331* : niveau à galets plus grossiers que ceux de *1329*, épaisseur 75 cm.

tr : très rare ; r : rare ; a. f. : assez fréquent ; f : fréquent ; t. f. : très fréquent.

(la section transversale figurée par Grekoff et Gubler [1951, Pl. IV, fig. 17] est également assez mal conservée).

Cette microfaune a été rencontrée par les auteurs précités tout à fait à la base de leur coupe, leur niveau O. Or nous l'avons rencontrée (sauf *Miogypsina*) plus haut, non exactement sur notre coupe, mais à un niveau situé au moins à *20 m* au-dessus de ce niveau O.

3. Age de la formation. — Nous ne nous risquerons pas à avancer un pourcentage précis d'espèces miocènes et actuelles dans la microfaune. Nous avons indiqué, sur le tableau, celles des espèces trouvées dans nos matériaux qui sont connues dans le *Miocène* des Indes orientales, de l'Australie et de la Nouvelle Zélande. De plus *Pavonina triformis* Parr (déterminé par Gubler) n'est connu jusqu'ici, en Nouvelle Zélande, que du « Ihungia inférieur ».

Planorbulinella plana H. A. et E. n'apparaîtrait, en Nouvelle Zélande, qu'au Ihungia inférieur

[*Finlay, 1949*, p. 342]. Or cet étage néozélandais serait l'équivalent de l'*Aquitanien*. L'espèce *Amphistegina lessonii* d'Orb., var. *bowdenensis* Palmer est décrite du *Vindobonien* de Bowden, à la Jamaïque.

Mais c'est surtout le trio : *Austrotrillina, Flosculinella, Miogypsina* qui nous précise la position stratigraphique de la formation. D'après le tableau de Van der Vlerk [*1950*] ces trois genres nous localisent dans le « *Tertiaire e-f* » et, plus exactement, de e^1 à f^1. D'après les synchronismes admis par Mohler [*1948*] et reproduits par Grekoff et Gubler cette position correspondrait à l'*Aquitanien* et au *Burdigalien* européen.

Faut-il opposer à cette attribution l'âge pliocène proposé par Jeannet [1951, p. 418] pour le *Strongylocentrotus* récolté à Népoui ? Nous ne le pensons pas car nous avons trouvé *Austrotrillina* et *Flosculinella* à un niveau équivalent et peut-être même supérieur à l'Oursin en question.

4. Les enseignements fournis par le Miocène de Népoui. a) *Age des péridotites.* — Les galets de beaucoup les plus abondants dans les niveaux détritiques de la formation de Népoui sont des galets péridotiques plus ou moins complètement serpentineux. Sans nul doute ceux-ci ont été empruntés au massif voisin du Kopéto-Muéo, qui est un des nombreux massifs reposant sur les coulées basaltiques paléogènes. Ce massif, et très vraisemblablement aussi tous les autres grands massifs du même type, se sont donc mis en place *avant* le dépôt du Miocène de Népoui. Si l'on admet pour celui-ci l'âge aquitanien-burdigalien, nous avons une forte suggestion en faveur d'un âge oligocène pour la mise en place des péridotites (voir Péridotites).

b) *Age de la pénéplanation et de la latéritisation des massifs péridotiques.* — Un autre enseignement particulièrement précieux pour l'étude de l'évolution morphologique est la découverte, dans cette formation marine, d'argiles nickélifères [1], et peut-être de fragments de cuirasse pisolithique (?).

Argiles nickélifères. — Nous avons mis en place, dans la coupe de Népoui (fig. 14) plusieurs (au moins 7) « lards » argileux, de couleur brun-chocolat, dont la puissance varie entre 25 et 80 cm. Une certaine ressemblance de ces niveaux argileux avec certains minerais de nickel dits « minerais-chocolat » nous a engagé à faire doser le nickel dans trois échantillons.

	Ni (+ Co)	Cr_2O_3	
	—	—	
1. 1327	0.51 %	3.60	1. An. C. T. A. C., C. N. R. S.
2. 1330	0.98 %		2 et 3. An. Laboratoire S. L. N.
3. 1333	1.35 %		

Indiquons que la teneur en nickel (+ cobalt) d'une péridotite banale serait, d'après les documents de la S. L. N., de l'ordre de 0,20-0,25 %.

On peut se demander à quel phénomène est due la concentration du nickel dans ces argiles *marines*. La concentration s'est-elle opérée uniquement en milieu marin ? Ou faut-il supposer une concentration continentale préalable ? Il est évidemment difficile de trancher. Mais il est frappant de constater que les teneurs de ces échantillons sont du même ordre de grandeur que les teneurs rencontrées dans des terres rouges absolument banales. Nous noterons également que ces niveaux argileux sont très fins et ne contiennent pas de microgalets. Ils ne coïncident donc pas nécessairement avec des moments d'attaque violente par l'érosion des péridotites. Certains sont bien intercalés entre des niveaux à galets (par exemple 1330) mais beaucoup d'autres sont intercalés entre des bancs de calcaires coralliens et coquilliers (par exemple 1333).

Tout se passe donc comme si ces argiles nickélifères correspondaient à des *arrivées de latérites ferrugineuses* à teneurs en nickel normales. L'observation actuelle montre qu'après une forte pluie tous les torrents descendant des massifs péridotiques charrient une grande quantité de terre rouge très fine. Il est probable que les niveaux à galets correspondent à des précipitations et à des crues plus violentes, assez fortes pour pousser es galets jusqu'à la mer.

1. Dont l'étude minéralogique reste à effectuer

Une étude soigneuse de la succession de Népoui, sur toute son étendue, tenant compte des passages latéraux de faciès, préciserait probablement en partie ces suggestions.

Carapace de fer pisolithique (?) Dans un lit argileux (1327) nous avons observé quelques gros blocs, de 10 à 20 cm de diamètre, d'oxyde de fer grumeleux ressemblant beaucoup à la cuirasse « pisolithique » des latérites en place. Ces blocs que nous avons découverts malheureusement très peu de jours avant notre départ de Nouvelle Calédonie, et dont nous n'avons pu étudier systématiquement la répartition et les relations avec les terrains encaissants, posent un problème délicat. Sont-ils « intraformationnels » et concrétionnés, en quelque sorte, dans le lit argileux après son dépôt ? Où sont-ils apportés ?

A première vue l'hypothèse de l'apport semble peu vraisemblable car, comme je l'ai noté, les passées argileuses ne sont mêlées d'aucun autre apport grossier. Mais il n'est pas exclu que ces blocs de fer pisolithique appartiennent en réalité au niveau à galets surmontant l'argile ; en effet, je les ai observés comme « piqués » dans l'argile, mais, dans cet affleurement, un glissement superficiel aurait pu les introduire secondairement dans celle-ci.

J'attire l'attention sur ces blocs, car la démonstration éventuelle de leur origine détritique, serait un argument supplémentaire, et de poids, pour dater les carapaces latéritiques.

En tout état de cause la présence d'argiles nickélifères dans la formation marine miocène de Népoui permet de suggérer que la pénéplanation, la latéritisation des péridotites et la concentration concomittante du nickel auraient commencé dès le Miocène inférieur, et, selon toute vraisemblance, peu de temps après la venue au jour des péridotites.

Il serait d'ailleurs très logique d'admettre que l'essentiel de la corrosion chimique des péridotites et de leur pénéplanation a eu lieu au moment du dépôt du Miocène inférieur de Népoui, alors que le niveau marin était relativement plus élevé qu'aujourd'hui. Il faudra bien entendu tenir compte des vicissitudes ultérieures : soulèvement et émersion de la formation de Népoui puis enfoncement et submersion des basses vallées, très bien mis en évidence par W. M. Davis [1925], enfin soulèvement en plusieurs étapes. Ces vicissitudes n'ont pas été sans influencer profondément l'évolution de la pénéplaine sur péridotites et des latérites.

Si l'on compare à ce qui est connu dans les régions voisines, on note qu'en Nouvelle Zélande, dans la région de Dunedin, il y aurait eu pénéplanation seulement pendant le Miocène tardif (?) et le Pliocène (note inédite de W. N. Benson). Mais, en Australie, la « duricrust » (surfaces latéritiques) doit être miocène ou plus ancienne et « une revision des faits montre qu'il est plus probable qu'elle s'est formée pendant le *Miocène inférieur et moyen* » [*Browne*, p. 565 et 566]. On pourrait donc peut-être envisager un large synchronisme entre les surfaces sur péridotites de Nouvelle Calédonie et la duricrust australienne.

B. *AUTRES FORMATIONS MARINES SOULEVÉES* (à plus de quelques mètres). — La formation miocène de Népoui constitue une singularité de notre secteur. Nous n'avons rien trouvé de comparable ailleurs le long de la côte. On peut évidemment imaginer qu'en beaucoup de points l'érosion par les torrents descendant des grands massifs péridotiques l'a fait disparaître. On peut aussi se demander si l'apparition de cette formation dans une aire si circonscrite ne pourrait trouver une explication structurale. Je montrerai en effet que des gauchissements de la surface des péridotites sont observables dans le massif du Kopéto-Boulinda. Ce n'est là qu'une suggestion. Elle s'accorderait cependant avec l'hypothèse d'un gauchissement de l'île, formulée par W. M. Davis : un tel gauchissement longitudinal, peut-être accompagné d'une fracturation récente, aurait pu laisser émergée la formation seulement en ce point, alors qu'elle serait immergée plus au NW et au SE.

***

En dehors de cette formation dont la répartition étroite nous reste une énigme, nous n'avons mis en évidence qu'une seule autre formation franchement marine soulevée à altitude notable, supérieure à celle des plages et Coraux récents. Elle se rencontre près de Koumac, à la pointe Pandop (fig. 18) et près du wharf de Tangadiou (f. 2). A Pandop elle repose sur les basaltes paléogènes, bréchiques — avec fragments de jaspes et argillites rouges — entaillés en falaise. Elle est constituée d'une sorte de croûte calcaire blanche, couverte de petits « bois de fer » (Casuarinales). Dans un échantillon (603), récolté à au moins *20 m* d'altitude, d'un calcaire siliceux à grain très fin, on observe de grosses *Globigerina* à test mince, bien différentes des *Globigerina* éocènes. Nous avons donc là une authentique formation marine soulevée. En surface cette formation calcaire donne naissance à une croûte meuble qui bave sur les flancs des collines de Pandop.

Le lavage d'un calcaire crayeux, jaune, tendre, de Tangadiou (701) a également montré des *Globigerina*.

Il nous est impossible de synchroniser ces calcaires à *Globigerina* avec le Miocène de Népoui ou de leur assigner un âge quelconque plus récent.

Il faut noter, à propos de ces calcaires, que leurs aspects superficiels peuvent très bien les faire considérer comme des « croûtes » tout à fait banales. Ici leur présence serait d'ailleurs étonnante car ces croûtes ne se forment pas habituellement sur basalte, mais sur des formations carbonatées. On peut alors se demander s'il faut, dans tous les cas où ces croûtes sont rencontrées sur des roches carbonatées littorales, les interpréter *ipso facto* comme des exsudations de celles-ci.

C'est ce qu'a fait Piroutet [p. 259] et cela est sans doute justifié dans la majorité des cas. Mais il nous semble qu'il serait bon d'examiner si ces croûtes ne proviendraient pas quelquefois d'un dépôt calcaire soulevé plus récent que l'Éocène.

II. — Les formations littorales et fluviatiles plio-quaternaires.

C'est là un groupement tout à fait compréhensif et provisoire. Faute de disposer d'observations suffisantes pour établir des synchronismes et une chronologie précise, nous nous résignerons à les étudier, comme Piroutet, d'un point de vue surtout lithologique.

Nous y distinguerons : A) les argiles à gypse, B) les argiles non gypsifères, souvent avec giobertite, C) les plages (et récifs) soulevés et les marais exondés, D) les alluvions : 1) non latéritiques, 2) latéritiques (latérites alluvionnaires).

Les *éluvions*, qui sont surtout importantes sur péridotites (latérites ferrugineuses) seront laissées de côté ; d'ailleurs les latérites seront étudiées dans un autre travail.

A. *LES ARGILES A GYPSE.* — Piroutet les a mentionnées sous le nom de « dépôts palustres anciens » [p. 266]. Elles représentent certainement les produits de l'assèchement progressif de nombreux golfes pénétrant alors beaucoup plus profondément dans les terres que le littoral actuel. Il existe de nombreux dépôts d'argiles gypsifères sur la côte ouest, souvent proches du littoral actuel, mais quelquefois loin de celui-ci. A notre connaissance le plus éloigné serait celui du gisement *Rabiot*, sur la Taom, à 6 km de la mer.

Faute d'un nivellement précis, nous ne pouvons préciser leurs altitudes, d'ailleurs variables. Celle-ci semble varier de 2 ou 4 m à au moins 15 m (concession Ellis, près de Koné, et Ouaco).

Il s'agit toujours d'argiles de couleur verte ou gris-vert, couvertes d'une terre noire ou noir-verdâtre, renfermant des cristaux de gypse soit isolés et assez disséminés, soit agglomérés et enchevêtrés comme dans les roses des sables. Ces cristaux sont souvent colorés, rouges et zonés (voir aussi p. 146).

Quelquefois dans les exploitations, comme par exemple à l'« Ellis » près de Koné, on peut noter une variation systématique, de haut en bas, de la richesse en gypse. Ici le gypse le plus riche est toujours au-dessus. Nous n'avons pu vérifier si c'est là une règle générale dans les gisements néocalédoniens. Si tel était le cas, on aurait là le témoignage d'un assèchement progressif de ces golfes et d'une élévation progressive de la teneur en sulfate.

En un seul point nous avons pu noter une relation possible entre ces dépôts gypsifères et des dépôts franchement marins. Sur l'ancienne concession *Providence*, entre le cap Goulvain et Poya, on peut voir, sur une petite surface, une formation à stratification entrecroisée, avec poudingues à petits éléments (Pl. XII, fig. 5). L'essentiel de cette formation est calcaire et constitué uniquement de fragments d'Algues (Mélobésiées), roulés et usés. Il s'agit donc d'un « trottoir », tout à fait littoral. Il semble que ces calcaires se situent à un niveau un peu supérieur aux argiles à gypse, mais nous n'avons pu voir de relation entre les deux faciès. Il y a là sans doute la trace de l'ingression marine, pénétrant dans les replis des collines basaltiques, qui a *précédé* le dépôt des argiles à gypse.

Les points où les argiles gypsifères ont été reconnues ou exploitées sont nombreux. On peut citer, entre autres, du S au N : le creek Aymes [1], un peu en aval de l'ancienne route de Bourail à Moindou ; plusieurs points du littoral entre le cap Goulvain et Poya, avec les anciennes exploitations : Providence, Portugal, France ; à Koné les exploitations Ellis et Pétain — à Temala, en bordure même de la route — à Taom la concession Rabiot située à 6 km du littoral : ici la mer a pénétré profondément dans la basse vallée de la Taom — à Ouaco, en plusieurs points de la basse vallée de l'Ouendjia.

C'est donc tout le long de la côte occidentale que sont connues ces argiles à gypse et il n'est aucune raison pour ne pas les considérer comme synchrones. Comme on peut les rencontrer jusqu'à 15 m d'altitude (au minimum), un mouvement positif d'au moins 15 m a eu lieu depuis leur dépôt. Il est très probable que les golfes à gypse étaient isolés des eaux du large par le récif-barrière.

B. *LES ARGILES NON GYPSIFÈRES.* — Au pied occidental des grands massifs péridotiques et dans les vallées qui en descendent, on rencontre fréquemment des argiles verdâtres, ou jaune verdâtre, ou brunâtres qui ne sont en général visibles que dans les berges des rivières ou des rigoles d'érosion. Le plus souvent elles sont couvertes d'un manteau plus ou moins épais de latérites ferrugineuses et de cailloutis siliceux descendus des massifs péridotiques.

Dans ces argiles, on rencontre parfois des lits de carbonate de magnésium pulvérulent, par exemple à Koné, au pied de la mine Kataviti [cf. Piroutet, p. 267], dans les rigoles de la plaine des Gaïacs (sur l'aérodrome), ou de carbonate de magnésium concrétionné en rognons de giobertite, par exemple entre la station du Cap et la rivière du Cap. Ces rognons sont fréquemment visibles en surface et sont alors probablement mis à jour par l'érosion. On ne doit pas les confondre avec ceux qui jonchent la surface des affleurements serpentineux de la côte ouest. Alors que les premiers sont chimiquement « allochtones » c'est-à-dire que leur magnésie provient, en dernière analyse, des grands massifs péridotiques, les derniers sont « autochtones », en place sur leurs serpentines-mères.

L'extension de ces argiles est certainement très grande. Certaines vallées doivent en être presque entièrement comblées ; nous citerons par exemple celle de la rivière Poué Koué, près d'Ouaco, où des prélèvements pour étude du sol ont toujours montré, sous une faible épaisseur de sol noir, de l'argile brune, plus rarement verte.

L'étude minéralogique de ces argiles n'a pas encore été entreprise. Récemment, M^lle^ S. Caillère [1951, p. XLI] a signalé à Koumac, non loin des indices de pétrole, une *montmorillonite* vert

1. Pour ce gisement nous avons un doute car il est situé dans la région de l'Éocène transgressif, et le gypse pourrait, en partie, y provenir du remaniement de gypse éocène. Pourtant, visible sur les berges du creek, il semble bien associé a une argile tout à fait récente.

clair, légèrement chromée et nickélifère. Malheureusement les conditions de gisement ne sont pas précisées ; il pourrait très bien s'agir d'une argile comparable à celles que nous mentionnons ici. Il est certain, de toute façon, que ces argiles ne peuvent pas emprunter intégralement leurs éléments aux massifs péridotiques. Leur alumine ne peut guère provenir que de l'altération des silicates des basaltes, sur lesquels d'ailleurs elles reposent visiblement (par exemple près d'Ouaco).

*
* *

Quelle peut être la signification paléogéographique de ces argiles ? Là où nous les avons uesv, elles ne sont pas plus élevées que les argiles gypsifères et ne montent sans doute pas au-dessus de 15 m. Nous n'y avons pas trouvé de faune. Il nous est donc difficile de caractériser leur « milieu générateur ». Mais leur large extension et leur criblométrie régulière montrerait plutôt qu'elles ne sont pas des alluvions à proprement parler fluviatiles. Piroutet a pensé « qu'elles se seraient déposées dans les portions où l'eau de mer pouvait pénétrer sans qu'il ait pu pourtant s'y déposer des sédiments franchement marins ». Il semble, en effet, que ce soit là la meilleure interprétation. On verrait alors ces argiles se déposer dans des bassins peu profonds, en eau calme et sans doute un peu saumâtre, et passer latéralement, en certains points, par exemple dans la vallée de la Taom, à des argiles gypsifères. La magnésie mise en liberté par la latéritisation des péridotites venait se déposer dans ces bassins sous forme de lits de magnésite.

C. *LES PLAGES ET RÉCIFS SOULEVÉS.* — Les Coraux *soulevés récents* semblent fort rares dans notre secteur. Nous en avons vus accrochés à environ 4 m, sur les calcaires éocènes de la montagne de la « Grande Scierie », entre le creek Aymes et la Pointe Javano. Ce niveau pourrait correspondre à celui observé sur les calcaires de la baie de Hienghène (cf. auteurs antérieurs et Avias).

Les plages soulevées, constituées de sables coquilliers et à débris coralliens, sont au contraire tout à fait fréquentes. Piroutet en a dit l'essentiel et a déjà signalé les sables marins de la Néra [1], près Bourail, du littoral entre Gouaro et le cap Goulvain, de Foué, près de Koné. Il leur a assigné des altitudes variant entre 2,50 à 3 m (cap Goulvain) [2] et 6 m (Néra). Ces indications me paraissent exactes pour les points qu'il signale. Mais il faut ajouter que des terrasses sableuses à environ 1,50 ou 2 m sont extrêmement fréquentes. J'en connais en particulier dans l'extrême Nord, depuis Poum jusqu'à l'île Baaba et dans les petites îles adjacentes comme Yenghebane et Taanlo (f. 1).

En même temps, on observerait, dans cette région, une diminution des fonds. *Même dans les chenaux où le courant est violent*, comme entre Taanlo-Tanlai et Baaba la profondeur diminue à une vitesse suffisante pour que des hommes âgés de 40 ans aient remarqué le phénomène (témoignages d'indigènes). Une femme presque centenaire de Taanlo nous a conté que les deux mamelons qui constituent cette île ont été réunis, il y a un peu plus d'un siècle, par un banc de sable dont les indigènes auraient d'ailleurs facilité l'accumulation en plantant des piquets. Sur ces données — dont je ne suis pas en mesure de contester la véracité — on calculerait que, depuis un siècle, les sables de cette région auraient émergé à la vitesse moyenne d'1,5 cm par an...

1. On m'a signalé dans cette vallée des dalles de calcaire corallien à 2 km de la mer et j'y ai vu, sur la rive droite de la rivière, au pied même du flysch, et à au moins 4 km de la mer, du sable coquillier avec grosses Huîtres. De même, sur la rive nord de la baie de Gouaro, sous le S^{t} 100, un puits dans des sables soulevés a rencontré de ces grosses Huîtres.

2. Entre cap Goulvain et la baie de Gouaro s'étend, au pied de l'Éocène I et de l'Éocène II (f. 5 et 6), une vaste terrasse de sable coquillier, parsemée de lagunes. L'altitude de cette terrasse semble être de l'ordre de 3 m. Entre la baie de Gouaro et la rivière Pomea, derrière l'H^{on} Jeulin, à 150 m de la mer, nous y avons vu des têtes de Coraux en place, avec des « bénitiers », trace de l'ancien plateau corallien frangeant.

Des plages soulevées à cette altitude se rencontrent également : entre Paagoumène et Koumac (sables chromifères), dans l'isthme de la presqu'île de Foué, près de Koné, à la Franco, et à Montagne Blanche dans la plaine des Gaïacs (en ces deux derniers points les sables sont chromifères et ont été exploités), à l'embouchure de la Néra, près de Bourail.

Ce niveau est certainement très général dans l'île puisque Avias [1949, p. 278] a signalé aussi, dans son secteur, un « abaissement relatif, de 1,50 à 2 m environ, du niveau de la mer ». *A notre connaissance c'est d'ailleurs le seul niveau qui présente quelque caractère de généralité et que l'on puisse, dans l'état actuel des connaissances, rapporter certainement au seul effet d'un abaissement eustatique du niveau marin conforme à la théorie du contrôle glaciaire de Daly* (voir aussi p. 146).

Il resterait à entreprendre l'étude de la faune de ces terrasses côtières de 1,50-2 m ou quelques mètres. A titre d'essai Mlle Aurouze a examiné la microfaune de la flèche sableuse de Foué, près Koné, située sous le « Kjökkenmödding » avec poteries ornementées et outils signalé par Piroutet [p. 261]. Les dalles coquillières au niveau de la marée haute ont montré, après lavage : 1. *Elphidium javanum* Yabe et Asano (fréquent) ; 2. *Rotalia beccarii* Linné var. *tepida* Cush. (assez fréquent) ; 3. *Rotalia beccarii* var. *koeboensis* Le Roy (rare).

Ces déterminations appellent quelques remarques.

L'espèce 1 est connue du Miocène du Pacifique sud-occidental (voir tableau, p. 137). L'espèce 3, rare ici, a été décrite par Le Roy (1939) du Néogène de Sumatra. Par contre l'espèce 2 est bien connue comme récente. Les deux espèces connues du Néogène sont-elles ici remaniées — ce qui paraît peu probable — ou bien persisteraient-elles à une date très récente, car le dépôt de Foué ne peut être que très récent ? Nous noterons d'ailleurs que *Marginopora vertebralis* Blainville, si abondant sur les plages actuelles de Nouvelle Calédonie [cf. Glasser, p. 40] est rencontrée dès le « Tertiaire e-f » de Népoui et le genre *Marginopora* dès le « Tertiaire e-f » de la province indo-pacifique.

On voit assez le travail microfaunistique qui devra être entrepris si l'on veut aboutir à des conclusions chronologiques valables pour les dépôts côtiers récents.

Piroutet a déjà fort bien noté que c'est à la partie supérieure de la terrasse de 1,50-2 m qu'apparaissent les premières ponces et, à peu près synchroniquement, les premières traces d'occupation humaine. L'étude des industries humaines rentrant dans le cadre des activités d'un chercheur permanent de l'Institut français d'Océanie, l'examen en est laissé à sa compétence.

A la variation du niveau de 2 m, on doit attribuer aussi l'*assèchement des marais côtiers*, qui ne sont plus recouverts qu'aux marées d'équinoxe [1]. Les plus beaux exemples de marais desséchés que je connaisse sont dans la presqu'île d'Arama et surtout dans l'île Baaba, où la carte (f. 1) montre remarquablement le contour denticulé de l'ancienne côte, au temps où le niveau marin était plus haut d'environ 2 m.

Ainsi le contour de la côte s'est beaucoup régularisé depuis cette époque. De même les contours des marais de la vallée du Diahot (f. 2) sont très denticulés. Ils représentent certainement une ancienne ligne de rivage et la mer remontait alors assez haut dans cette vallée. J'ai d'ailleurs trouvé de grosses Huîtres, plus grosses que les Huîtres actuelles, en lisière de ces marais, par exemple près de l'embouchure du creek Tchimbo [2].

Certes, aujourd'hui, les « flats » du Diahot sont à plus de 2 m au-dessus de la marée haute, et même bien à 4 ou 5 m, mais on doit tenir compte que les crues fréquentes de ce fleuve étalent, sur toute la largeur de ces flats, des nappes de limon.

D. *LES ALLUVIONS FLUVIATILES.* 1. Alluvions non latéritiques. — Il ne nous a pas été possible d'établir une chronologie des alluvions fluviatiles. Il semble d'ailleurs que

1. Avias [1949, p. 278] a indiqué que la zone 5 : marais plus ou moins désséchés, de son schéma synthétique, ne se rencontrerait qu'au voisinage de l'embouchure des principales rivières. Cela est peut-être vrai dans l'ensemble mais non général. Ainsi les marais desséchés de Baaba ne sont nullement au voisinage de l'embouchure de rivières.

2. Et les habitants d'Ouégoa disent que, dans des sondages pour prospection aurifère près de cette localité, et aussi dans le puits Normandon, on aurait rencontré des coquilles marines et un petit Crabe épigénisé par du limon marneux (cf. les Crabes de Canala signalés par Avias [1949, p. 279] et aussi, dans mon secteur, ceux de Témala).

Piroutet ait éprouvé la même difficulté car, dans notre secteur, il n'a signalé d'alluvions anciennes qu'à Koné, où il en aurait vu jusqu'à 30 m d'altitude [p. 265]. Nous n'avons pas observé les alluvions qu'il mentionne et ne pouvons donc confirmer ou infirmer cette indication.

C'est surtout dans la région d'Ouaco que nous avons pu examiner attentivement les alluvions. A titre d'exemple, sur la rivière Pouanlotch, elles présentent une épaisseur d'au moins 5 m au point où la route coloniale franchit la rivière. Ce sont des conglomérats non consolidés, sur un bed-rock basaltique, et des sables jaunes, avec de nombreux « accidents » calcaires branchus. Ces sables jaunes proviennent en grande partie de la destruction des collines basaltiques, mais les galets sont surtout de péridotites serpentinisées. Ces alluvions sableuses jaunes ont été rencontrées sur les rivières Pouanlotch, Taom, Ouendjia et Foué Koué, et d'une façon générale dans toutes les parties de notre secteur où les rivières traversent surtout les basaltes paléogènes.

S'ils n'y sont peut-être pas toujours présents, les « accidents » calcaires y sont extrêmement fréquents. Leurs formes sont très irrégulières mais, à la limite supérieure du sable, à son contact avec la terre végétale, apparaissent des nodules calcaires. Ces nodules calcaires se rencontrent d'ailleurs également dans les terres sur basaltes. La remontée de calcaire est absolument absente dans les sols sur argiles à gypse ou argiles à lits magnésiens.

Quelquefois des surfaces importantes d'alluvions sont « monogéniques » et uniquement constituées de gros galets de phtanites (de l'Éocène I). Nous en avons rencontré sur la basse Pouanlotch et aussi sur la rive gauche de la rivière de Gomen. En ce dernier point elles forment une très belle terrasse à environ 20 m au-dessus du cours actuel de la rivière [1].

***

Nos observations ne nous permettent pas d'avancer l'existence de terrasses étagées, à des niveaux à peu près constants. Nous n'avons rien vu de tel. Il nous semble que dans la plupart des cas les terrasses des basses vallées se situent entre 4 et 8 m [2] et, en moyenne, *grosso-modo* au même niveau que les argiles vertes. Dans la même vallée, comme par exemple sur les rivières Poué Koué, Taom, Ouendjia, on rencontre, à proximité étroite, les argiles vertes, localement gypsifères, et les alluvions sableuses jaunes.

Je n'ai pu me rendre compte avec certitude si les alluvions fluviatiles passent latéralement aux argiles, ou si elles forment, dans ces argiles, des chenaux excavés postérieurement au dépôt argileux. La deuxième hypothèse est peut-être la plus logique.

Il n'est pas possible de raccorder ces terrasses fluviatiles entre 4 et 8 m à un niveau marin bien défini à la même altitude, dont on ne voit pas trace dans les régions où nous les avons observées.

2. Alluvions latéritiques. — Ce sont les « argiles jaspoïdes magnésiennes » de Piroutet [p. 267]. En fait il s'agit de latérites alluvionnaires rouges ou brunes, consistant en très fines particules, mais aussi en « grenailles » de quelques millimètres ou quelques centimètres de diamètre, composées essentiellement d'hydroxyde de fer. Il s'y ajoute de très nombreux fragments et plaquettes de silice (opale ou quartz) provenant aussi du « weathering » des péridotites, et beaucoup de chromite en grains fins. Ce sont donc des latérites alluvionnaires descendant des latérites en place sur les massifs péridotiques.

Mais elles ne se localisent pas toujours sur les bords de rivières, en chenaux étroits. Elles forment de très vastes surfaces d'épandage au pied des massifs péridotiques occidentaux, masquant alors toutes les autres formations récentes. De ces grandes plaines latéritiques ne surgissent que quelques pointements basaltiques ou serpentineux. Particulièrement vastes sont

1. C'est le seul point où nous ayons vraiment observé une terrasse largement et bien dessinée à une altitude supérieure à 4-8 m ; il est situé sur le secteur d'A. Arnould.

2. Données très approximatives, faute d'un nivellement précis.

celles qui s'étalent aux pieds occidentaux du Kopéto, entre Népoui et Goyeta, du Tsiba et du Ouazangou, entre Ouaco et Gomen, du Kaala, entre Gomen et Koumac, et du Tiébaghi, entre Tangadiou et Paagoumène et sur le versant de Néhoué.

Elles forment quelquefois une pellicule mince. Ainsi, à l'aérodrome de la plaine des Gaïacs, surface parfaitement nivelée de terre rouge, celle-ci ne dépasse pas 1 m d'épaisseur et repose sur une argile verte, surmontant elle-même une formation de carbonate magnésien pulvérulent, qui donne naissance à des concrétions de giobertite. Elle est cependant certainement plus épaisse en beaucoup de points.

Dans ces latérites alluvionnaires on « assiste » véritablement à des silicifications de bois actuels; ainsi entre Paagoumène et Koumac [1]. Les silicifications de bois dans les latérites de péridotites sont un phénomène très fréquent, observable d'ailleurs non seulement dans les latérites alluvionnaires, mais aussi dans les latérites perchées (exemple : vallée de Népoui). Il est certain cependant qu'on ne saurait retrouver la silice libérée par le weathering des péridotites que pour une part infime dans les bois silicifiés et dans les travées siliceuses des péridotites altérées. La majeure partie doit être entraînée à la mer sous forme colloïdale. Et ceci souligne le grand intérêt que présenteraient ici des études poussées de sédimentologie actuelle.

***

Cette nappe latéritique est partout la plus récente formation alluviale car elle recouvre toutes les autres. Or, il est évident que des latérites sont descendues des massifs péridotiques depuis fort longtemps, peut-être depuis le Miocène inférieur (voir p. 138 et 139). En quelle sorte de sédiment se sont-elles transformées ? Nous les pourrions chercher dans les argiles vertes et brunes, d'autant que la montmorillonite signalée près de Koumac par S. Caillère [1951] est notablement chromifère et nickélifère. Mais il est évident qu'au moins une grande part de l'alumine de ces argiles vient d'ailleurs, sans doute surtout des basaltes. Nous ne pensons pas qu'une étude minéralogique de ces argiles soit suffisante pour résoudre ce problème. *Il faudrait lui adjoindre une étude de la sédimentation marine actuelle à l'aplomb des massifs péridotiques.*

Dans cette étude et dans la recherche de la destinée des énormes quantités de silice, de magnésie, et de fer latéritique issues des massifs péridotiques il y aurait un thème de recherches d'un considérable intérêt.

CONCLUSION. — Cette esquisse très fragmentaire de l'étude des formations miocènes et plus récentes pose plus de problèmes qu'elle n'en résoud. Nous avons seulement tenté de relater schématiquement l'état de nos observations.

Si l'on récapitule on voit que les formations post-éocènes, marines ou saumâtres, de notre secteur comportent essentiellement :

a) du Miocène marin, soulevé à au moins 70 m d'altitude (Népoui) ;

b) des argiles gypsifères ou à niveaux et accidents de carbonate de magnésium, qui peuvent s'élever jusqu'à 15 m ;

c) des sables marins ou des Coraux soulevés entre 3 et 5-6 m ;

d) et des terrasses marines basses à 1,50 ou 2 m, niveau apparemment le plus régulier et le plus constant.

De *b* à *d* il faut voir un mouvement d'émersion, peut-être accidenté de vicissitudes, mais relativement continu. Mais il subsiste la difficulté posée par l'étroite localisation du Miocène de Népoui. La manière la plus simple de lever cette difficulté serait encore d'admettre que, si nous ne trouvons plus trace du Miocène ailleurs c'est qu'il a été arraché par l'érosion, mais alors, de façon nécessaire, antérieurement au dépôt des argiles. Ce qui suppose une oscillation positive de la terre avant celui-ci, puis un ennoyage. Cet ennoyage peut d'ailleurs être postulé d'après

1. Avias [1949] a déjà signalé les silifications de Coraux dans des marais aujourd'hui exondés.

les seules considérations morphologiques [W. M. Davis, 1925]. On aurait alors la succession d'événements suivante :

1) Dépôt du Miocène de Népoui, niveau de base relativement élevé, au minimum 70 m au-dessus du niveau actuel. Progression de la corrosion chimique sur les péridotites ; latéritisation et pénéplanation (première phase ou cycle).

2) Soulèvement [1]. Abrasion consécutive à ce soulèvement. L'essentiel du réseau hydrographique se dessine (deuxième phase).

3) Affaissement. Ennoyage des vallées creusées pendant la phase précédente : Néra, Diahot, etc... et, sur la côte est, formation de véritables rias dans les péridotites, par exemple, à Canala, à Kouaoua (troisième phase).

4) Émersion en plusieurs étapes. Assèchement et soulèvement des golfes à gypse, émersion des alluvions marines de la Néra, du Diahot... des terrasses côtières basses et des marais.

Bien entendu ces oscillations sont « relatives ».

Peut-être ces phases pourraient-elles être parallélisées avec l'évolution récente de l'Australie. Nous avons vu que la pénéplanation des massifs péridotiques néocalédoniens aurait pu commencer au Miocène inférieur, comme la « duricrust » australienne. En Australie aurait eu lieu ensuite, à la fin du Miocène, un soulèvement, variable suivant les points ; au Pliocène le creusement de larges vallées et, à partir de la fin du Pliocène une élévation « différentielle » (failles, plissements monoclinaux). Il semble y avoir une bonne preuve d'une émersion uniforme d'environ 15 à 20 pieds (4,50 m à 6 m), qui s'est accomplie en deux stades au plus ; ce serait là le « principal mouvement eustatique post-pliocène » [*Browne*, p. 586 et 641].

Le soulèvement et l'affaissement qui ont ouvert les 2e et 3e phases semblent ne pouvoir être expliqués qu'en faisant intervenir essentiellement des mouvements crustaux. Nous verrons en effet (Essai physiographique) qu'ils semblent bien avoir été accompagnés de gauchissements. De plus le soulèvement qui a ouvert la 2e phase présente une trop grande amplitude pour pouvoir être expliqué par la théorie du contrôle glaciaire.

Par contre l'émersion finale (phase 4), et en particulier le niveau d'environ 2 m, serait bien justiciable de cette explication. La généralité de ce niveau n'est pas particulière à la Nouvelle Calédonie. Umbgrove [*1950*, p. 11] signale dans les Indes orientales trois niveaux très généraux : 4-5 m, 1,50-2 m, 0,50-1 m. Il y voit la confirmation de l'idée de Daly suivant laquelle une descente récente, d'environ 5 m, du niveau de l'Océan, aurait eu lieu mondialement.

L'ouvrage le plus récent [*Tayama, 1952*], consacré aux récifs coralliens du Pacifique occidental : Mariannes, Yap, Palau, Carolines, mentionne comme constant dans ces îles un abaissement récent de 2 m du niveau marin. Cet abaissement correspondrait à la quatrième glaciation [2].

Il ne faut pas se dissimuler qu'une telle reconstitution de l'histoire post-éocène de la Nouvelle Calédonie est fragile. Toutefois nous avons tenu compte, pour la suggérer, des études morphologiques de W. M. Davis, sur lesquelles nous reviendrons (voir : Esquisse physiographique, p. 235). Il reste à espérer que des géologues et géographes pourront se consacrer à l'étude de ces oscillations récentes de l'île.

GISEMENTS MINÉRAUX ASSOCIÉS AUX FORMATIONS POST-ÉOCÈNES (Appendice).

1. Gisements de gypse. — D'après G. Deicha les gypses sédimentaires néocalédoniens montrent de très nombreuses inclusions aqueuses sans bulles, des zones d'accroissement incolores et colorées (rouges), souvent une structure en sablier, avec fantômes d'accroissement et oblitération progressive de la face (010). Ils présentent beaucoup d'analogies, dans leurs faciès cristallographiques, avec ceux de différents horizons marneux (éocènes ou oligocènes) du Bassin Parisien.

1. Nous montrerons que ce soulèvement aurait atteint une amplitude de 600 m.

2. Cependant on ne doit pas perdre de vue que l'application de cette théorie ne se limite pas nécessairement à ce niveau de 2 m ou à d'autres niveaux de quelques mètres. Dans les arcs du Pacifique occidental la profondeur de la majorité de grands atolls est d'environ 70 m [*Tayama, 1952*]. Un phénomène aussi général semblerait bien indiquer un abaissement de 70 m du niveau marin durant le Pléistocène (3e glaciation, d'après Tayama).

Comme pour ces derniers, on peut admettre que leur milieu de dépôt n'était pas isolé du milieu marin par une barre, mais un « milieu différencié », un golfe très peu profond où l'évaporation était favorisée, tant par le manque de profondeur que par un climat chaud [*Deicha, 1942* ; voir aussi ce mémoire, p. 140]. Les gisements sont en général peu puissants et très mêlés d'argile. L'exploitation en est commode parce qu'ils sont peu profonds et toujours sous une faible épaisseur de terre noire, mais le gypse doit être débourbé, ce qui ne va pas sans des pertes considérables, et les gisements s'épuisent rapidement. On peut penser que des prospections systématiques dans les golfes argileux et surtout à leurs lisières, mettraient en évidence nombre d'autres petits gisements, masqués notamment par des formations plus récentes comme les latérites alluvionnaires.

N. B. — Le gypse est utilisé à l'usine de Doniambo (S. L. N.), près Nouméa, pour la fusion sulfurante des minerais silicatés de nickel et leur transformation en mattes à 77 % de Ni.

2. Gisements de giobertite (voir aussi p. 218). — Ces gisements chimiquement « allochtones » n'apparaissent aussi que rarement, dans les berges des rigoles ou rivières entaillant les argiles. Les giobertites les plus évidentes sont, en effet, celles *en place* (autochtones) sur les petits affleurements serpentineux. En ce sens on peut dire que la prospection n'a pas été assez poussée mais, jusqu'ici, les giobertites associées aux argiles se sont montrées trop siliceuses.

3. Gisements de chromite détritique. — Dans les vastes épandages de latérites alluvionnaires, la chromite est très abondante. Elle y a déjà subi une première concentration et la teneur pourrait atteindre souvent 5 % de Cr_2O_3 ou plus, éventuellement exploitable aujourd'hui sur de gros tonnages et avec de puissants moyens mécaniques (expérience récente au pied du Kopéto, entre Pouembout et Népoui [1]). Une telle teneur n'est certainement pas exceptionnelle et les prospections futures des alluvions latéritiques peuvent réserver à cet égard bien des surprises.

Une deuxième concentration s'est opérée, à partir des latérites alluvionnaires, sur les plages (niveau de 1,50-2 m et plages actuelles). Des gisements sont connus au pied occidental du massif de Tiébaghi et d'autres ont été exploités, notamment dans la plaine des Gaïacs, à la Franco et à Montagne-Blanche.

D'une façon générale les chromites détritiques présentent un rapport chrome-fer plus bas : 2,2-2,4 que celui des chromites en roche : 3-3,2 (voir aussi p. 218).

4. Pour mémoire mentionnons les faibles teneurs en nickel des argiles marines miocènes de Népoui et de certaines argiles vertes. Les teneurs en nickel et cobalt des latérites alluvionnaires mériteraient fort d'être étudiées systématiquement.

1. Expérience interrompue à la fin de 1952. Les «raisons» de cette interruption, qui sont venues à notre connaissance, ne nous paraissent pas très convaincantes. En tout cas certaines pouvaient être prévues d'après des expériences antérieures, et d'autres auraient peut-être pu être surmontées par une étude expérimentale au laboratoire.

LES TERRAINS MÉTAMORPHIQUES

Recherches antérieures. Généralités et résumé des résultats nouveaux. a) *Le point de vue pétrographique.*

Les recherches plus anciennes que celles de Piroutet ont été limitées à des observations disparates, d'intérêt essentiellement minéralogique. En effet, Garnier [1867], Heurteau [1876], Pelatan [1892] et Glasser [1904] se sont surtout préoccupés des gisements minéraux et n'ont pu observer que rapidement les terrains encaissants. Cependant il faut noter la découverte par Ch. Friedel, sur des échantillons de Heurteau, de la *glaucophane* (identique à celle de l'île Syra) analysée, d'autre part, par le chimiste A. Liversidge (1880).

Un peu plus tard A. Lacroix, étudiant des matériaux récoltés par Pelatan y signala un « minéral inconnu » [1] [1895, p. 704] et en reconnut très peu après [1897] l'identité avec la lawsonite californienne, découverte, décrite et nommée par Ransome (1895). Beaucoup plus tard Miss A. Joplin donne, à la suite d'un article sur la géologie de l'île par l'ingénieur H. L. Jensen [1936], une courte note sur les roches à glaucophane et lawsonite.

A. Lacroix, au cours de sa carrière, n'a pas cessé, d'autre part, d'accumuler des échantillons de minéraux et de roches néocalédoniens récoltés par les ingénieurs des mines que nous avons cités tout d'abord, ou par des habitants, ainsi que par Aubert de la Rüe. De cette somme d'observations est né, en 1947, l'important mémoire sur « les Glaucophanites et les roches qui les accompagnent ». Dans ce mémoire Lacroix a mis en évidence à peu près tous les faits pétrographiques essentiels concernant l'évolution métamorphique des roches basiques du Nord de l'île : dérivation à partir de dolérites, phases successives de la transformation. Il ne saurait être question ici d'apporter beaucoup d'observations réellement nouvelles dans le domaine de la pétrographie purement microscopique. Ou du moins aurait-il fallu, pour cela, pouvoir pousser beaucoup plus à fond l'étude de nos matériaux (et ceux d'A. Arnould).

Mais Lacroix n'a pas disposé d'un contexte de terrain suffisant pour pouvoir tirer certaines conclusions. En particulier, il ignorait nécessairement l'existence du *front des glaucophanites* [2]. C'est dans ce sens, zonéographie des terrains métamorphiques, que nous pouvons apporter des informations préliminaires neuves et importantes. De plus, nous avons découvert les *dolérites intactes* que Lacroix avait, sans en posséder d'échantillons, démontré être les roches-mères des glaucophanites.

b) *Le point de vue chronologique.* — Piroutet a considéré, et figuré sur son esquisse géologique au 1.000.000e, toutes les formations métamorphiques comme antécambriennes. Il y a même inclus — dans son « Algonkien » — les calcaires de la rive gauche du Diahot (et aussi de Hienghène) dont nous avons vu (p. 94) qu'ils sont certainement l'équivalent, mais métamorphique, de l'Éocène I. Dans cette région du Diahot le métamorphisme est certainement monté dans une série de sédiments mésozoïques et en partie cénozoïques [2]. Aussi faut-il reviser complètement l'opinion de Piroutet sur ce point.

Dans une région plus méridionale, de la haute Témala à la haute Kamendoua, nous verrons le métamorphisme affecter la formation des grauwackes. Ici il n'est pas commode de déterminer l'âge des parties de cette formation qui ont été métamorphisées. Il s'agit probablement de Per-

1. Qu'il avait également observé dans des roches de Corse, recueillies par Nentien.

2. Nous rappelons que nous avons annoncé ce résultat dès 1949 [Routhier, 1949, p. 39], puis au 7e Congrès Pacifique des Sciences (Nouvelle Zélande, 1949, encore non publié) et dans une courte note préliminaire [Routhier, 1950].

mien et d'une partie au moins du Trias mais des portions plus jeunes ou plus anciennes des grauwackes pourraient également avoir été affectées. Mais ici ce métamorphisme a été arrêté bien avant l'Éocène à la suite d'un mouvement qui a déterminé l'émersion des terrains métamorphisés et leur remaniement dans les conglomérats rouges de la Congo. Le métamorphisme est donc antérieur à la formation de la Congo, donc très probablement à la majeure partie du Crétacé.

Après cette phase orogénique le métamorphisme général n'a plus, dans ces régions, affecté les formations postérieures. Il y a, dans la différence (partielle) de l'âge du métamorphisme dans le N et dans cette dernière région, une apparente contradiction, qui est cependant assez aisément explicable si l'on tient compte des différences dans la lithologie, la succession des dépôts et l'histoire orogénique. *Nous suggérons de concilier ces différences par l'hypothèse d'un métamorphisme qui, dans le N, n'aurait pas cessé de monter au travers d'une colonne sédimentaire qui s'empilait continûment, mais qui, plus au S, aurait été définitivement stoppé à la suite de l'orogénèse de la Congo* [1].

En résumé, nous apportons ici :

— la démonstration de la très haute vraisemblance de l'âge mésozoïque et même cénozoïque d'une grande part des terrains métamorphiques de la Nouvelle Calédonie;

— une esquisse d'une zonéographie métamorphique montrant que le faciès à glaucophane est bien individualisé et représente une zone de moindre profondeur que le faciès amphibolite à épidote, et qu'à l'intérieur du faciès à glaucophane le sub-faciès à lawsonite est moins profond que le sub-faciès à épidote. Conclusions qui rejoignent celles, récentes, de de Roever pour Célèbes et d'autres auteurs;

— la preuve matérielle que les roches à pumpellyite, glaucophane, lawsonite..., etc. de la rive gauche du Diahot dérivent bien de *dolérites* (de composition chimique noritique) comme A. Lacroix l'avait démontré par des considérations purement minéralogiques et chimiques.

Avertissement. — Nous estimons que le contenu de ce chapitre ne constitue, du point de vue pétrographique pur, qu'un aperçu préliminaire, qu'il y aura lieu de compléter par la suite, notamment grâce aux recherches d'A. Arnould sur la rive droite du Diahot, et en reprenant aussi toutes les observations et idées d'A. Lacroix.

I. Étude lithologique des terrains métamorphiques.

Encore que la distinction puisse être difficile, dans certains cas, entre les sédiments métamorphisés et les roches ignées métamorphisées car des diffusions à double sens en ont parfois estompé les contacts [2], il reste très généralement possible, dans mon secteur d'étude, au moins sur la rive gauche du Diahot, de distinguer clairement roches « para » et « ortho ». Les roches « ortho » forment des lentilles à limites nettes, en général de petites dimensions — beaucoup plus petites que sur la rive droite du Diahot — enclavées dans les séricitoschistes.

A. Les roches paramétamorphiques.

Je ne reviendrai sur les déterminations d'A. Lacroix que pour les compléter, les localiser et les intégrer plus intimement à la géologie.

1. Une telle hypothèse suppose des réserves que nous exprimerons plus loin.
2. Diffusions qui résultent déjà des observations pétrographiques d'A. Lacroix mais sur lesquelles A. Arnould apportera d'importantes informations.

1. *LES SCHISTES SÉRICITEUX.* *a*) Sériciteschistes et phyllades banaux. Relations avec les formations sédimentaires. — On peut dire que, sur la rive gauche du Diahot, ils forment l'essentiel des terrains métamorphiques. On rencontre d'ailleurs tous les intermédiaires entre les séricitoschistes et les phyllades [1] et ces passages sont, dans l'ensemble, répartis de façon régulière. On les rencontrerait, par exemple sur la route de Ouégoa à Koumac, c'est-à-dire le long d'une transversale recoupant la direction générale des terrains métamorphiques. *On voit donc apparaître dès l'abord un gradient de métamorphisme croissant du SW au NE.*

A. Lacroix a pris pour type de séricitoschistes communs ceux de la Fern-Hill. Nous ferons observer que ceux-ci sont parmi les plus largement cristallins de ceux rencontrés sur la rive gauche et que, si les échantillons étudiés par Lacroix sont très quartzeux et assez riches en pyrite, c'est précisément en raison de la venue de quartz avec pyrite aurifère de la mine Fern-Hill.

Toutes ces roches et, bien naturellement, les types phylladiens, les moins recristallisés, sont riches en pigment charbonneux. La prochlorite signalée par Lacroix [p. 63] reste toujours peu abondante et très subordonnée à la séricite.

Dans les types les moins métamorphiques, on voit souvent des « étapes » dans le développement de la cristallinité du quartz. Dans un fond de quartz très finement grenu et de très fines lamelles de séricite apparaissent des amygdales de quartz plus largement grenu ; ainsi dans les phyllades du versant ouest du col d'Arama.

α) *Transition dans le métamorphisme.* — Aux affleurements, toutes ces roches et surtout les phyllades des régions élevées (axe de la presqu'île d'Arama) sont décolorées, blanches et roses, « dépigmentées », comme le sont les phtanites de l'Éocène I, et forment des arêtes vives, profondément guillochées : type de paysage pelé, évoquant un peu les « bad-lands », et tout à fait caractéristique dans la sèche presqu'île d'Arama (Pl. XIV). A ces affleurements, les plaquettes phylladiennes sont souvent très onctueuses au toucher, ce qui tend à faire surestimer la teneur en séricite et quelquefois aussi sa cristallinité. Aussi, après bien des efforts infructueux, avons-nous dû renoncer à établir une quelconque coupure dans la série séricitoschistes-phyllades et nous sommes assuré que, si on l'y établissait, elle serait hautement subjective.

Une autre difficulté se présente, qui est la distinction entre l'ensemble séricitoschistes-phyllades et des terrains ressemblant à la formation à charbon, et contenant comme elle des rognons ou galettes siliceuses et même de barytine. En certaines régions le passage apparaît comme absolument graduel. Ainsi, par exemple, sur le versant ouest de la presqu'île d'Arama, en aval de la mine Ao (f. 1) nous avons figuré, à l'W des séricitoschistes-phyllades, une bande de formation à charbon qui, à la lisière des phyllades, porte une surcharge indiquant l'apparition d'un léger métamorphisme. *Nous avertissons que l'on ne doit prendre cette figuration que comme expressive d'un phénomène général* et ne traduisant pas partout tous les faits de détail. Le plus possible nous nous sommes attaché, sur le terrain, à utiliser pour la distinction de la série métamorphique et de la formation à charbon, la présence, dans la première, de petites amygdales ou de filets « exsudés » de quartz blanc.

β) *Transition de faciès.* — Jusqu'ici la difficulté résidait surtout dans l'établissement d'une coupure dans le degré de métamorphisme. Mais il s'en élève une autre qui entraîne des conséquences stratigraphiques.

Plus au N, et notamment près de l'anse de Pouani, il est impossible d'établir une coupure entre les phyllades et les « quartzites schistoïdes » de Piroutet, qui ne sont autres que d'authentiques phtanites. D'ailleurs un peu plus à l'W, en lisière des péridotites du massif de Poum, et à l'île Mouac, nous trouvons un Éocène I absolument typique, avec ses petits lits dolomitiques.

1. Phyllade au sens adopté par M. Roques [*1941*, p. 33] : « Séricitoschistes à grain si fin que les phyllites ne sont plus visibles macrocospiquement et que la roche prend un aspect lustré. » L'application de ces termes est d'ailleurs éminemment sujette à variations personnelles puisque ces définitions ne comportent pas de donnée numérique.

J'ai déjà noté, au cours de l'étude de l'Éocène I, le passage entre la formation à charbon et les phtanites, avec lits présentant alternativement les deux faciès. Mais, dans les régions non atteintes par le métamorphisme, ce passage est rapide et il est aisé de tracer un contact cartographiquement valable. Ici, dans la région septentrionale métamorphique, il me semble que le caractère graduel de ce passage est beaucoup plus accentué, au moins en certains points, comme au NE de l'anse de Pouani. Aussi avons-nous longuement hésité pour la représentation cartographique de cette région. Faute de mieux, nous nous sommes finalement résolu à placer dans la série séricitoschistes-phyllades, des roches qui ne sont que des phtanites sériciteux et schisteux.

Entre la rive gauche du Diahot et le bassin sédimentaire de Koumac affleure une succession de terrains que j'ai déjà évoqués à propos des calcaires métamorphiques de l'Éocène I. Certains sont indubitablement des calcaires, des phtanites et des dolomies et peuvent être attribués à cette division stratigraphique. D'autres, au contraire, sont des phyllades ou des schistes ardoisiers très peu lustrés, ou encore, mais exceptionnellement, des calcschistes. Suivant les points, les proportions de ces deux groupes de faciès varient : ainsi, sur la crête qui va du sommet serpentineux Ouéhat au col du Petit Crève-Cœur, et de cette crête jusqu'aux barres calcaires Forêt d'Oune-Djavel, dominent les phtanites schisteux et sériciteux, avec de peu épaisses passées phylladiennes. Au contraire, dans le prolongement sud-est de cette bande à faciès essentiellement éocène, sur le versant sud-ouest du Petit-Crève-Cœur, on rencontre des schistes ardoisiers peu phylladiens à galettes siliceuses, donc à faciès « formation à charbon ».

De là vers le SW jusqu'aux Trois Creeks, ou le long de la route Ouégoa-Koumac, on traverse une succession plissée de phtanites schisteux, avec petits lits dolomitiques et lentilles calcaires, et de schistes ardoisiers phylladiens [1].

Dans toute cette région il paraît très difficile d'isoler cartographiquement de l'Éocène et du Crétacé, bien que la plus grosse part des couches semble, par son faciès, devoir plutôt être attribuée à l'Éocène I. Il doit y avoir là un passage très graduel, avec alternances, de la formation à charbon à des lits indubitablement éocènes. L'affaire se complique encore parce que nous ne pouvons faire la part des duplicatures tectoniques dans ce complexe [2].

Ainsi, à un gradient de métamorphisme décroissant d'E en W se combine un passage lithologique graduel des séricitoschistes-phyllades à la formation à charbon et à des couches éocènes. Ces dernières sont indubitablement atteintes par le métamorphisme.

b) Séricitoschistes a glaucophane et lawsonite. — A. Lacroix [p. 64] a bien signalé des séricitoschistes à glaucophane seulement, de la rive droite du Diahot. Nous avons à ajouter la présence, dans des roches d'origine incontestablement sédimentaire, de lawsonite accompagnant la glaucophane.

Nous ne pouvons affirmer que cet accompagnement est un phénomène absolument général mais il est singulier cependant que quatre préparations dans des échantillons choisis au hasard contiennent toutes de la lawsonite.

Deux de ces échantillons contiennent un peu d'albite [Lacroix, p. 64]. Il s'y ajoute un peu d'un mica brun verdâtre, du type « chlorobiotite » (131) et, dans une préparation (226), sans doute du *stilpnomélane* (clivage 001 souvent imparfait ; apparence de clivage perpendiculaire à 001 ; pléochroïsme très accentué, avec jaune

1. Pour les preuves micrographiques du léger métamorphisme des calcaires du Djavel et des lits dolomitiques associés aux phtanites on se reportera à Éocène I.

2. J'ajouterai que sur les cimes nues, jonchées de « caillasses siliceuses » blanches, il n'est pas toujours commode de se rendre compte des proportions respectives, dans les roches sous-jacentes, des passées alumineuses et des lits siliceux. J'ai donc finalement renoncé à une cartographie détaillée de faciès et ai adopté, sur la carte (f. 2) un compromis, qui n'est certes pas entièrement satisfaisant, mais qui cherche à traduire les faits essentiels. On a figuré les calcaires en jaune éocène I, et toutes les roches phtanitiques ou phylladiennes en vert formation à charbon, avec surcharge de jaune éocène ; le tireté bistre traduit la montée du métamorphisme dans cette série de couches. Il est sans doute superflu de préciser que les remarques précédentes ne font que résumer schématiquement un grand nombre d'observations de détail, dont nous ne pouvions donner ici justification.

d'or dans la direction α). Ce minéral semble avoir été signalé pour la première fois, dans le subfaciès des glaucophanites à lawsonite, en Corse, par Netelbeek [*1951*, p. 116-117] [1].

Dans le Nord nous avons observé ces séricitoschistes à glaucophane notamment aux points suivants. Dans la presqu'île d'Arama (f. 1), tout près de Nomoudja ; or, sur le littoral un peu au N de Nomoudja, apparaissent des roches à glaucophane et fuchsite, dont une partie au moins semble bien d'origine *ortho* — vers l'embouchure du Diahot, autour du S^{t} Tihndo (f. 1) — entre le bas Djavel et la mine Fern-Hill ; la route d'Ouégoa en recoupe d'ailleurs au pied du S^{t} Trimas [2] (f. 2).

Nous précisons ces quelques affleurements, en choisissant les plus « externes », les plus occidentaux, parce que leur répartition présente une grosse importance théorique. Si on les enveloppe d'une ligne conforme aux directions structurales on constate en effet que cette enveloppe enferme également toutes les lentilles de roches *ortho* à glaucophane. *Ainsi naît la notion d'une limite de stabilité de la glaucophane valable aussi bien pour les roches para que pour les roches ortho.*

Dans les terrains métamorphiques des hauts bassins de la Congo et de la Kamendoua il semble que de telles roches soient extrêmement rares et de peu de volume. Je n'ai à citer qu'un *quartzite à glaucophane*, sans séricite ni lawsonite. Nous verrons plus loin que, dans la même région, les roches ortho à glaucophane semblent également presque complètement absentes et nous tenterons une interprétation de ce fait.

Signification du couple glaucophane-lawsonite dans les paraschistes. — A notre connaissance la lawsonite n'a pas été citée très fréquemment dans des paraschistes. Personnellement nous ne l'avons pas rencontrée dans les schistes lustrés du Queyras (France), même dans des régions lardées de glaucophanites à lawsonite *ortho*. Mais elle a certes pu passer souvent inaperçue, comme en témoignent par exemple les observations de W. P. de Roever [*1950*, p. 1457] dans le SE de Célèbes [3]. Ce pétrographe précise même que la plupart des échantillons de roches à glaucophane et lawsonite étudiés par lui sont des paraschistes.

De Roever, notant l'association glaucophane — lawsonite dans des roches de caractères et de compositions chimiques très différents (originellement ignées, sédimentaires ou métamorphiques antérieures) et la composition « normale » du silicate calcique (lawsonite), conclut que le développement du couple ne peut être essentiellement contrôlé par un métasomatisme (au sens de métamorphisme avec apport) mais par des *conditions physiques spéciales* [p. 1462]. La conclusion de notre confrère et la nôtre, quasi-synchrone [Routhier, 1950 *a*, p. 4] — mais d'ailleurs moins complète et très succincte — présentent une remarquable convergence. Encore est-il juste de noter qu'antérieurement plusieurs pétrologues, et en particulier Lacroix [1951], ont soupçonné le fait, sans toutefois pouvoir l'exprimer aussi clairement.

A cet égard la Nouvelle Calédonie apporte au problème une lumière définitive par l'évidence d'un *front des glaucophanites* [4] qui ne semble pas avoir été encore cartographiquement mis en évidence ailleurs. Il n'y a donc plus de raison de douter, comme F. J. Turner était, encore récemment, peut-être justifié de le faire [*1948*], de l'existence d'un faciès à glaucophane individualisé et de conditions physiques spéciales le contrôlant.

Cependant la question reste posée de savoir si la formation de glaucophane et de lawsonite dans les séricitoschistes du Diahot a nécessité un apport. Elle ne peut évidemment être résolue

1. Nous le retrouverons dans une albitite en accident dans les serpentines d'Arama. La biotite signalée et figurée par Lacroix [1941, p. 61, pl. I, fig. 1] dans un microgranite de la région d'Arama semble bien être aussi un stilpnomélane, comme l'a déjà noté Netelbeek [*1951*, p. 116].

2. Inexactement recopié « Tirima » sur le nouveau 40.000^{e} « Diahot ».

3. Notons dès maintenant la ressemblance, à cet égard, de la Nouvelle Calédonie avec cette région de l'« Orogène des Moluques ». Ce n'est pas la seule et nous y reviendrons dans nos conclusions générales.

4. Nous utilisons ici le terme « front » dans un sens indépendant de tout « apport », simplement : « limite supérieure ».

que par voie chimique. Or, sur les collines de la rive gauche, il est très difficile de récolter des échantillons assez frais de ces séricitoschistes. D'autre part deux analyses que j'avais fait effectuer, aux fins de comparaison entre un séricitoschiste banal et un séricitoschiste à glaucophane et lawsonite, n'ont pas été conduites avec un soin suffisant pour que l'on puisse en tirer des conclusions sûres.

Il paraît toutefois que l'abondance assez grande de la glaucophane dans certains séricitoschistes de la région St Boualap-St Trimas, implique un apport sodique [1]. Cet apport ne semble pas lié de façon nécessaire au contact ou à la proximité des roches à glaucophane *ortho*, et la répartition de ce minéral dans les séricitoschistes de la rive gauche du Diahot paraît tout à fait capricieuse [2]. Faire dériver nécessairement l'apport sodique des intrusions basiques plus ou moins proches paraîtrait donc prématuré. D'ailleurs je n'ai pas à ma disposition les faits nécessaires à la discussion du problème ; ceux-ci se situent sur la rive droite du Diahot. Là, les observations pétrographiques d'A. Lacroix ont montré la réalité des échanges entre glaucophanites *ortho* et micaschistes encaissants ; dans certaines glaucophanites massives apparaissent d'abondantes lames de muscovite, dont le potassium ne peut provenir que des roches encaissantes. Les recherches d'A. Arnould éclairciront probablement ces questions de diffusions.

c) Séricitoschistes a biotite. — Nous avons noté plus haut la présence de chlorobiotite dans certains séricitoschistes à glaucophane et lawsonite. Mais il existe aussi des séricitoschistes banaux à biotite abondante (côte est de la presqu'île d'Arama), avec du quartz plus largement grenu que dans la majorité des séricitoschites.

Toutefois ces types semblent plutôt rares. Nous n'avons pu en suivre de vastes affleurements sur le terrain et il n'y a pas lieu de figurer, à l'échelle adoptée, des « micaschistes inférieurs ». Toutes les roches que nous avons étudiées peuvent être groupées sous la rubrique générale « micaschistes supérieurs » de Jung et Roques [*1941*].

d) Calcschistes et calcaires (d'âge indéterminé). — Ces roches n'ont pas été mentionnées par Lacroix. Les calcschistes renferment habituellement, à côté de la séricite, un peu de chlorite. Nous en avons rencontré sur la côte est de la presqu'île d'Arama, un peu au SE de Nomoudja, sur la côte est de l'île Baaba et, dans le bassin de Koumac, au col entre le creek du Bambou et le creek profond.

Des calcaires un peu quartzeux, au total peu recristallisés, ont été rencontrés sur la côte est de la presqu'île d'Arama, à la Pointe Daougaé et en plusieurs points de l'île Baaba, notamment sur la côte est. Ces calcaires sont en petites lentilles, longues au plus de quelques mètres. Nous n'y avons vu aucune trace d'organisme.

La présence de ces calcschistes et calcaires, surtout sur la côte est de la presqu'île d'Arama et, dans son prolongement (très approximatif), sur la côte est de l'île Baaba, laisse à penser qu'ils se situeraient de préférence à certains niveaux des phyllades. Il serait alors peut-être possible de s'en servir comme d'un repère stratigraphique. La faible cristallinité de ces calcaires laisse également ouverte la possibilité d'y découvrir des traces d'organismes ou de microorganismes. Néanmoins l'espoir est bien faible car les calcaires éocènes de la rive gauche du Diahot n'en montrent aucune.

Nous considérons ces petites lentilles calcaires dans les phyllades comme d'âge différent des calcaires éocènes. Leur faciès n'est pas le même — ils sont plus foncés que les calcaires éocènes — et ils ne forment pas, comme

1. Apport amplement démontré en Californie [*Taliaferro, 1943*], en Suisse [*Diehl, 1938*], à Célèbes, pour certaines roches telles que les radiolarites [*Brouwer* et *De Roever, 1947*], dans le Queyras, par exemple à la carrière d'ophicalcite de Saint-Véran où un liseré glaucophanique très étroit dans les schistes lustrés borde la serpentine (Routhier, observation inédite 1943).

2. Cf. celle du dipyre dans la zone nord-pyrénéenne.

ceux-ci, de longs alignements quasi-continus. Et surtout ils ne sont pas associés à des lits phtanitiques et dolomitiques.

e) Phtanites sériciteux. — Je ne m'appesantirai pas sur la description de ces roches et rappellerai leur succession transitionnelle aux phyllades sur la côte ouest de la presqu'île d'Arama, notamment en bordure de l'anse de Pouani (p. 150). Ils ne se distinguent guère, au microscope, des phtanites éocènes non métamorphiques. La cristallinité du quartz n'y est que très occasionnellement plus large, et même on y peut parfois reconnaître quelques quartz plus gros ayant conservé leur forme clastique, comme dans les roches que nous avons appelées « phtanites-grès ». Mais on n'y trouve plus trace de spicules ou de Radiolaires. Et le métamorphisme léger qui les affecte se manifeste par l'apparition de *traînées* de fines lamelles sériciteuses. En même temps une schistosité apparaît, qui ne doit pas être confondue avec le litage et qui est même quelquefois discordante par rapport à lui, comme on l'observe en plusieurs points de la route entre la rivière Golone et Poum (f. 1).

En ce sens Piroutet était justifié de les appeler « schistes quartzeux » et « quartzites schistoïdes » mais leur assimilation à l'Éocène ou à des couches de passage Crétacé-Éocène, lui a complètement échappé puisqu'il y a vu de l'Algonkien (ou du Paléozoïque inférieur). J'ai par ailleurs montré les manifestations de l'apparition d'un léger métamorphisme dans les calcaires et les dolomies (voir p. 94) [1].

2. *LES SCHISTES CHLORITEUX.* — Les schistes sériciteux que nous venons d'étudier contiennent souvent, mais de façon accessoire, de la chlorite. Les types à chlorite (ou à chlorobiotite) dominante ou même exclusive sont certainement en volumes très réduits sur la rive gauche du Diahot et dans la presqu'île d'Arama. Nous en avons cependant rencontré au moins un cas, un peu au SE de la presqu'île Tebane [2]. Il n'est cependant pas possible d'y mettre en évidence de véritables « unités » cartographiables de schistes chloriteux.

Par contre, dans tout le haut bassin de Voh, sur les hautes rivières Congo et Kamendoua, et dans la haute Tipindjé (f. 3 et 4), les schistes chloriteux sont extrêmement abondants. C'est là une différence fondamentale entre nos deux secteurs métamorphiques. Si l'on ajoute que, d'une façon générale, la cristallinité des schistes chloriteux et des schistes sériciteux de la Congo et de la Kamendoua est plus large que celle des séricitoschistes-phyllades du N, on s'explique que Piroutet ait figuré sur sa carte une bande courbe de « micaschistes » entre le Oua-Tilou et le mont Gropoilet. Tout en reconnaissant partiellement le bien-fondé de l'observation de Piroutet, nous avons estimé qu'il valait mieux se placer aujourd'hui du point de vue de la zonéographie minéralogique à la manière de Jung et Roques et d'autres auteurs et de figurer là des « micaschistes supérieurs », en y surajoutant un figuré mettant en évidence l'abondance des schistes chloriteux.

Le gros de ces schistes correspond certainement à une série *para*. Mais il existe dans cette région des roches très peu ou non quartziques, très comparables à certaines « prasinites » alpines (voir Roches orthométamorphiques).

a) Schistes chloriteux a épidote, banaux. — Certains de ces schistes chloriteux contiennent encore du mica blanc et marquent la transition avec les séricitoschistes. Nous en avons observé

1. Il faut noter que, d'après la description des roches paramétamorphiques que nous venons de donner, certains minéraux signalés par Lacroix sur la rive droite du Diahot n'apparaîtraient pas sur la rive gauche : ainsi le *chloritoïde*. Mais, si nous n'avons pas vu ce minéral dans nos échantillons de roches, il a été rencontré dans des fonds de batée des éluvions de la Fern-Hill. Il est donc présent sur la rive gauche. Le *grenat*, par contre, semble totalement absent dans cette portion élevée de la série métamorphique.

2. Lacroix [1941, p. 72] a signalé des « chloritoschistes » à Balade et à Parari, côté rive droite du Diahot. Il s'agit de roches essentiellement composées de chlorite, qui n'ont certainement pas une origine simplement sédimentaire.

par exemple dans la haute Congo, près de l'H^{on} Barada. Ils ne contiennent alors que peu d'épidote. La plupart renferment, en dehors du quartz, qui est en proportions très variables, deux autres minéraux essentiels : chlorite et épidote pistacite [1]. Leur chlorite présente des compositions variables, sa biréfringence variant d'environ 0,009 à 0,004 ; le plus souvent d'ailleurs elle polarise dans des teintes anormales : bleu anormal ou brun cuivré et est probablement une prochlorite comparable à celle des schistes de la « chlorite zone » du S de la Nouvelle Zélande [*Hutton, 1940*].

L'abondance, dans beaucoup de ces roches, et peut-être la présence quasi-constante d'épidote pistacite claire, est le caractère le plus remarquable des schistes chloriteux de ces régions. Dans aucune roche indubitablement *para* nous n'avons rencontré ici de lawsonite — mais celle-ci est observable dans un « chloritoschiste » de la haute Congo. De toute façon ce minéral reste très rare.

De l'amphibole est présente dans certains de ces faciès *para*. C'est alors une *hornblende* aciculaire, quelquefois en partie incluse dans le quartz, mais ce peut être aussi de la *glaucophane* (par exemple entre Koné et Poindah). Les deux amphiboles peuvent coexister mais il ne nous a pas été possible dans nos préparations d'établir à coup sûr leur ordre de succession, bien que la glaucophane semble antérieure et en quelque sorte « résiduelle ». Enfin, de l'albite et de la calcite sont souvent présentes. Nous montrerons plus loin que, très vraisemblablement, ces schistes chloriteux dérivent de la transformation de grauwackes.

b) Schistes chloriteux a oligiste et « itabirites ». Leur origine possible. — Il existe dans la série des schistes chloriteux banaux, des passées de schistes rouges dont nous n'avons que très rarement découvert des affleurements en place, mais dont on trouve fréquemment des galets dans les torrents (haute Congo, haute Tipindjé, etc...). Le type courant est un schiste chloriteux, avec des traînées d'oxyde (probablement oligiste finement cristallin). La roche en masse, finement schisteuse, présente une couleur lie de vin, tachetée de vert. On y peut rencontrer accessoirement de la séricite, quelques petits nids d'épidote, de l'albite et un peu de calcite.

Dans ces roches on ne voit aucune trace d'organisme. Mais, plus loin au NW, dans la vallée de la Témala, sur quelques centaines de mètres en amont d'Ouapan (fig. 5 A), nous rencontrons des schistes rouges fort comparables, mais moins franchement métamorphiques, où la chlorite reste en fort petites lamelles. Ces passées de schistes rouges, très étirées et discontinues, sont constamment et étroitement associées à des bancs ou à des lentilles d'une roche verte chloriteuse. Or, au microscope, nous voyons, dans l'un de ces schistes rouges, des fantômes de Radiolaires (835′), et, dans la roche verte au contact, d'indubitables reliques d'une microstructure microlitique (835). *Nous avons donc affaire à une radiolarite ferrugineuse légèrement métamorphique associée à un épanchement sous-marin.*

Il paraît hautement vraisemblable que les schistes ferrugineux et chloriteux plus métamorphiques, à lames de chlorite plus largement développées, rencontrés dans les schistes plus métamorphiques des bassins de Congo et de Kamendoua, en sont les équivalents. L'observation est importante parce qu'elle nous servira dans la discussion sur l'âge des terrains métamorphiques.

Enfin nous avons à signaler un dernier type pétrographique qui pourrait, peut-être, ne représenter qu'un aspect de métamorphisme nettement plus accentué des roches précédentes. Il s'agit d' « itabirites » [2] chloriteuses. Nous n'en connaissons qu'un gisement en place, au S^{t} Poanishaleu,

1. Nous avons toutefois rencontré de véritables *quartzites* épidotiques ; ainsi dans la haute Faténaoué.

2. La légitimité, dans ce cas, de la qualification d'« itabirite » est évidemment liée à l'élasticité de la définition. A l'origine « itabirite » a désigné une roche à oligiste et quartz. Mais les études ultérieures, au Brésil, ont montré l'existence de toute une série de roches riches en oligiste mais pouvant contenir, outre du quartz, des proportions très variées de magnétite, micas, chlorites, amphibole, dolomite... etc. (Communication personnelle de B. Brajnikov, décembre 1950). Il s'agit donc d'une série de roches qui présentent un « air de famille ».

Précisons que c'est la première fois que l'on signale un véritable gisement de fer itabiritique en Nouvelle Calédonie.

sur la ligne de partage des eaux entre rivières Congo, Kamendoua et Tipindjé (coupe III) ; ce gisement est couvert par la déclaration minière « Bataille ». Il est situé presque entièrement en forêt et les conditions d'observation sont mauvaises. Sur au moins 300 m de long, on rencontre des plaquettes d'« itabirite » et, en certains points, surtout à l'extrémité nord-ouest des affleurements, d'énormes blocs de quartz carié ferrugineux, ressemblant quelque peu à des fragments de « chapeau » de gîte sulfuré. Ces « itabirites » sont composées d'oligiste (beaucoup plus largement cristalline que l'oxyde des schistes ferrugineux précédents), d'une chlorite très ferrugineuse intensément pléochroïque, et de quartz en mosaïque, disposé en lits plus ou moins amygdalaires.

Sur les conditions de gisement de ces itabirites nous ne connaissons pas grand'chose. Elles ne semblent montrer aucune relation évidente avec des roches ignées, mais les observations sont difficiles et nous n'avons pu approfondir cette question.

En résumé, c'est à titre provisoire que nous suggérons l'hypothèse d'une filiation : radiolarite ferrugineuse → schiste chloriteux et ferrugineux → itabirite chloriteuse.

On notera que, dans cette hypothèse, les itabirites présenteraient une connexion plus ou moins immédiate avec des coulées sous-marines. Or, au Brésil, la genèse des itabirites a été l'objet d'hypothèses fort variées, faisant intervenir la précipitation rythmique de gels de silice et d'hydroxydes de fer d'origine terrigène, ou connectée à des éruptions volcaniques basiques subaquatiques, suivie d'un métamorphisme complexe [1]. Il est possible, sinon probable, qu'il existe dans l'île d'autres gisements de ces roches [2].

3. *QUARTZITES ET ROCHES DIVERSES.* — A. Lacroix a signalé par ailleurs, dans la série métamorphique septentrionale, mais en dehors de notre secteur, des roches plus rares telles que : quartzite à magnétite — avec aegyrine ou crossite —, quartzite à grenat, quartzite à grünerite.

Nous avons retrouvé des roches identiques (sauf la dernière), également du quartz blanc à trémolite — actinote, et, un peu partout, des filets de quartz avec feldspath albite (du moins le plus souvent), quelquefois accompagnés de chlorite ; ce sont là, typiquement, des veines « alpines ». Il est certain que l'inventaire n'est pas épuisé. Mais nous soulignerons ici que les quartzites particuliers signalés par Lacroix ne sont probablement pas tous des « sédiments métamorphiques ». Nous n'en voulons pour preuve qu'un filon de quartz à aegyrine que nous avons rencontré dans les roches basiques du col d'Arama, sur le versant ouest de ce col. Notre but, ici, n'est d'ailleurs pas d'établir un inventaire pétrographique complet, mais de mettre en place les types lithologiques essentiels et d'en tirer ensuite des conclusions génétiques générales.

B. Les roches ignées et leur métamorphisme.

Les transformations des roches ignées basiques qui aboutissent aux glaucophanites sont le thème essentiel du mémoire d'A. Lacroix [1942]. On peut apporter à ce mémoire quelques compléments utiles. C'est ainsi, par exemple, que nous avons découvert les roches non transformées

1. Communication personnelle de B. Brajnikov (1950).

2. Une concession (« Pierrette ») a été instituée à peu de distance de la « Bataille », sur le versant Tipindjé. Nous en avons rencontré quelques plaquettes « volantes » non loin de l'ancienne tribu de Pamalé ; elles ont évidemment pu être transportées par des indigènes. Enfin un indigène de Poté, près de Bourail, nous a remis, comme provenant de la région forestière en amont de Poté, une plaquette d'un quartzite à oligiste chloriteux. Cette indication est vraisemblable car, en amont de Poté, s'étend une série métamorphique tout à fait comparable à celle de la haute Kamendoua et de la Tipindjé. Enfin A. Lacroix [1941, p. 71] en a signalé un échantillon de Balade, dans le N, à vrai dire quelque peu différent des nôtres. Malheureusement il nous manque ici la connaissance du contexte de terrain.

qui sont certainement les « parentes » des roches-mères des glaucophanites, et dont la composition confirme les conclusions de Lacroix, notamment du point de vue chimique. De plus, dans la région Congo-Kamendoua-Tipindjé, nous avons rencontré des roches tout à fait comparables aux *prasinites* alpines et qui sont, selon toute vraisemblance, l'aboutissement d'une évolution métamorphique de roches basiques, plus poussée que celle des roches à glaucophane. Enfin et surtout, la répartition dans le N des minéraux métamorphiques des roches basiques met en évidence de façon parfaitement claire que *le conditionnement de la glaucophane et de la lawsonite est essentiellement physique.*

Nous allons donc résumer brièvement les observations et les résultats nouveaux auxquels nous sommes parvenus, en tenant compte des observations et conclusions antérieures de Lacroix.

Sur la trentaine d'analyses de roches publiées par cet auteur [Lacroix, 1941], seulement trois de roches *ortho* se rapportent à coup sûr à mon secteur : paradolérite à glaucophane et lawsonite, métadolérite à pumpellyite de la Pilou [p. 31], amphibolite albitique du mont Arama [p. 49][1]. Toutes les autres se rapportent à la rive droite ou à « vallée du Diahot » sans précision. Aussi n'ai-je pas estimé opportun de reprendre ici la discussion de l'évolution chimique de ces roches, discussion que l'on ne peut limiter à un secteur géographique étroit. Cette discussion ne pourrait progresser, par rapport aux bases fournies par Lacroix, que grâce aux observations d'A. Arnould sur la rive droite.

1. *RÉGION SEPTENTRIONALE. LA FILIATION DOLÉRITES — ROCHES A PUMPELLYITE — ROCHES A GLAUCOPHANE ET LAWSONITE.* — Cette filiation, que l'on pourrait peut-être mettre en évidence dans d'autres régions, semble néanmoins n'être jusqu'ici bien connue que dans le N.

a) Les dolérites « initiales ». — Elles sont présentes en de nombreux pointements et notamment près de l'ancienne mine de cuivre « Ao » (fig. 15) et entre Forêt d'Oune et la Roche Mauprat.

Prenons pour type, par exemple, celle qui traverse le torrent Ao, à 300 m à l'W de la mine (192). Elle présente une composition minéralogique tout à fait simple : *andésine* à environ 35 % d'An. et *augite* s'y intriquent suivant une microstructure doléritique typique. Une *chlorite* jaune verdâtre, à biréfringence élevée (0,015), remplit les interstices ; elle ne semble présenter aucune relation parentale avec un barylite préexistant. Il s'y ajoute de l'*ilménite* et du leucoxène et surtout de la *pumpellyite*. Ce minéral apparaît surtout dans les plagioclases, soit en tablettes isolées, soit en agrégats palmaires « à enroulement » ; il est fort abondant. Aussi ne devrait-on peut-être pas parler en toute rigueur de dolérite « initiale » puisqu'un silicate calcique (pumpellyite) prend déjà naissance sur la place du plagioclase.

Nous donnons l'analyse (R 192) et les paramètres de cette roche. Les paramètres la définissent chimiquement comme une *norite* [2], plutôt mésocrate que leucocrate. Notons tout de suite que ce fait n'est certainement pas unique, ni exceptionnel, puisque nous le retrouvons dans une deuxième roche (R 237), assez distante de la première (Forêt d'Oune). Malgré leur composition noritique (magnésienne), ces dolérites ne contiennent pas de pyroxène orthorhombique exprimé. Le magnésium en excédent par rapport à la composition d'un gabbro banal doit résider en grande partie dans la chlorite.

1. Il n'y a pas d'amphibolite albitique au mont Arama, qui est en paraschistes. Il doit s'agir du massif basique situé plus à l'W, où je n'ai d'ailleurs pas vu ce type de roche.

2. Le paramètre $l = 1$ définit les types magnésiens (norites), $l = 2$ les types calco-magnésiens (gabbros).

	R 192	R 237
SiO_2	49.35	48.20
Al_2O_3	15.60	12.60
Fe_2O_3	3.20	5.90
FeO	7.90	10.45
MnO	0.21	0.30
MgO	7.20	6.40
CaO	6.50	6.20
Na_2O	3.60	2.40
K_2O	0.15	0.68
TiO_2	2.70	2.25
P_2O_3	0.31	0.35
H_2O —	0.40	0.30
H_2O +	3.25	3.80
CO_2	traces	traces
Total	100.37	99.83

Compositions virtuelles.

	R 192	R 237
Q	1.20	6.09
Or	1.11	3.89
Ab	30.40	20.44
An	25.80	21.68
$CaSiO_3$	1.97	2.96
$MgSiO_3$	18.00	16.00
$FeSiO_3$	7.79	11.09
Ma	4.64	8.58
Ilm	5.17	4.26
Ap	0.62	0.77

Paramètres.

(II)III.5.3(4).5 [2.1.1.(2)3]	III.(4)5.(3)4.4(5) [2.1.1(2).3]

Composition chimique des *dolérites* les moins transformées (à pumpellyite) de la série métamorphique du Nord.

R 192 : Dolérite à pumpellyite. — Paramètres de norite, plutôt mésocrate que leucocrate. 300 m à l'W de la mine Ao. An. CTAC, CNRS 1951.

R 237 ; Dolérite à gros grain, sans pumpellyite. — Paramètres de norite mésocrate. Entre St 128 et St Bouarandj, rive gauche du Diahot. An. CTAC, CNRS, 1950.

Lacroix a émis l'opinion [p. 79] que les roches qu'il a étudiées dériveraient de *dolérites* β, c'est-à-dire oliviniques ; mais il précise qu'il n'a vu aucun reste d'olivine [1]. Or la roche de l'Ao est manifestement moins transformée que celles de Lacroix et pourtant on n'y voit toujours pas d'olivine. Il ne semble guère que la chlorite ait pu se former sur la place de cette olivine car cela imposerait au péridot des contours originels extraordinaires, car anormalement xénomorphes. A notre avis la chlorite est, de façon beaucoup plus vraisemblable, « primaire » et « magmatique tardive ». Quant à la composition chimique, elle est évidemment à peu de choses près la même pour une norite ou un gabbro avec un peu d'olivine, qui sont tous deux des « gabbros magnésiens ». Ce léger déplacement de l'opinion de Lacroix, que celui-ci ne présentait d'ailleurs que comme une hypothèse, ne présente d'ailleurs pas d'importance pour l'interprétation de l'évolution métamorphique ultérieure, puisque l'on part de la même composition chimique.

b) Les transformations considérées dans l'espace. — Lacroix a donné une excellente description des termes de transformation où il a distingué les types verts (riches en pumpellyite), les types bleus (glaucophaniques) et les glaucophanites, qui ne présentent plus de traces du pyroxène, et par suite de la structure initiale. Notre objet sera, non d'accumuler de nouvelles descriptions très détaillées, mais, sur la base d'échantillons exactement repérés, de montrer *comment ces transformations se placent sur le terrain.*

α. Des dolérites aux glaucophanites à lawsonite. — Coupe-type : Ao — Pilou — St Tihndo (f. 1, fig. 15). Cette coupe orientée SW-NE recoupe plusieurs lentilles de dolérites ou de leurs produits de transformation. Comme les séricitoschistes et phyllades encaissants, ces lentilles plongent presque toutes au SW. Ce n'est que dans la partie sud-occidentale de la coupe (mine Ao) que les phyllades se redressent à la verticale ou même plongent fortement au NE. Ainsi on peut, en première approximation, considérer cette coupe, comme traversant un empilement régulier [2] de

1. D'ailleurs Lacroix [1933, p. 22] a défini les roches β comme « saturées ou dans quoi le déficit de silice se manifeste seulement par l'apparition d'olivine normale ». Les deux normes que nous donnons ici ne montrent pas d'olivine, mais au contraire de la silice *qui n'est d'ailleurs pas exprimée*, ou alors en infimes quantités.

2. Ce n'est évidemment qu'une hypothèse, car on pourrait aussi bien penser qu'il y a là des plis déversés au NE. Mais on va voir que le gradient de métamorphisme des dolérites montre, en tout cas, que s'il y a eu empilement de plis, ce fut, de façon nécessaire, antérieurement au métamorphisme des dolérites. De plus, si l'on tient compte de l'extrême faiblesse des déformations dans ces dolérites, on doit les tenir *grosso modo* pour *post-tectoniques*.

De là à les considérer comme d'âge éocène tardif ou même oligocène (synchrones des basaltes) il n'y a qu'un pas, que nous hésitons beaucoup à franchir, ne serait-ce que parce que ces terrains métamorphiques n'ont pas nécessairement été affectés par des plis de grande amplitude.

sericitoschistes et phyllades, dans lequel, à divers niveaux, s'insinuent des lentilles de roches basiques.

Cette coupe est jalonnée par quelques préparations microscopiques que nous symboliserons minéralogiquement.

FIG. 15. — Carte de la région de la mine de cuivre Pilou, montrant la répartition des termes de transformation des dolérites.

1 : Serpentine. — 2 : Dolérites, para et métadolérites, sans glaucophane ou avec très peu de ce minéral (types verts). — 3 : Glaucophanites dérivant des dolérites. — 4 : Aire de répartition des sericitoschistes à glaucophane et lawsonite. — 5 : Anciennes mines et indices minéralisés.

Sur la carte, 1 (192) : Dolérite à pumpellyite. — 2 (194) : paradolérite à pumpellyite, aegyrine et un peu de lawsonite. — 3 (195) : Para ou métadolérite à albite, un peu de glaucophane. — 4 (196) : Glaucophanite à pumpellyite, lawsonite, albite et reliques d'augite (voir texte p. 158 à 161).

1er *terme* (vert). Mine Ao (192). And (andésine) — P (pumpellyite) ; Aug (augite) — Chl (chlorite).

2e *terme* (vert). Mine Pilou, lentille au mur du filon de cuivre (194). And — P — L (lawsonite, peu) ; Aug — Aeg (aegyrine) — Chl.

3e *terme* (vert). Petite lentille au SE du St Pobinedj (195). Fantômes du plagioclase originel — P — Alq (albite) — Quartz ; Aug — Gl (glaucophane, apparition très timide) — Chl.

4e *terme* (bleu). Longue lentille au S du St Tihndo (196). Fantômes du plagioclase originel, pénétrés par aiguilles de Gl — P — L — Alb ; Aug (reliques) — Gl (très abondante) — Chl. Structure doléritique, quoique fantomatique, encore reconnaissable par places.

Cette succession met en évidence les faits suivants :

— la chlorite est présente à tous les niveaux, à tous les stades,

— le plagioclase se transforme avant le pyroxène; il livre d'abord de la pumpellyite, puis de la lawsonite [1],

— en même temps la soude libérée contribue à la formation d'une marge aegyrinique autour de l'augite.

Tandis que la matière du plagioclase disparaît complètement et que son Ca passe entièrement dans pumpellyite, puis dans pumpellyite + lawsonite, le Na entre dans la formation de glaucophane et d'albite. L'albite reste très subordonnée ou absente, et d'autant plus que la glaucophane est plus abondante.

L'épidote n'apparaît pas ici, non plus que le grenat, ni la muscovite.

Certes, rien que dans cette première succession, on peut enregistrer de petits écarts au mouvement général. Par exemple la lawsonite, apparue timidement au 2e terme, n'est plus au 3e

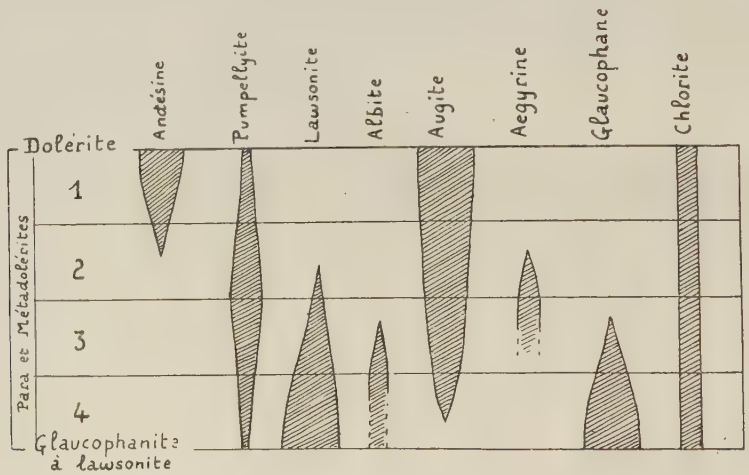


Fig. 16. — Diagramme paragénétique montrant la succession chronologique et verticale des minéraux dans la transformation des dolérites en glaucophanites.

Les variations de largeur des bandes expriment le mouvement général. Les largeurs respectives des bandes à chaque niveau ne correspondent à aucune donnée quantitative précise. Les nos 1, 2, 3, 4 correspondent à ceux notés sur la carte (fig. 15).

Un peu idéalisé, ou mieux généralisé, d'après des observations faites en d'autres points que ceux notés sur la fig. 15.

1. Cette coupe montre clairement que la *pumpellyite* apparaît *plus haut* que la lawsonite, mais qu'elle continue de subsister avec celle-ci. Et ceci est à verser au dossier relatif à la position de la pumpellyite, qui semble assez variable. Dans certaines régions (Calabre, Californie) la pumpellyite paraît provenir de lawsonite, dans d'autres régions comme la Corse, Célèbes et la Nouvelle Calédonie, l'ordre de ces minéraux est inverse. Cette relation d'âge variable repose sur un métamorphisme soit progressif, soit « rétrograde » [*Netelbeek, 1951,* p. 115]. En Corse, dans la région de Vezzani (*loc. cit.*) la pumpellyite était stable avant la phase du subfaciès des glaucophanites à lawsonite ; la transformation de la pumpellyite en lawsonite représente donc un métamorphisme *progressif.*

De même dans certaines roches de Célèbes (mais non dans tous les cas) « le faciès pumpellyitique doit être considéré comme une sorte de précurseur du subfaciès glaucophanite à lawsonite » [*De Roever, 1950,* p. 1458].

Nous sommes entièrement d'accord avec ce point de vue, parfaitement illustré par notre coupe-type.

et réapparaît abondamment au 4e. Mais ces anomalies peuvent bien être dues à un manque d'homogénéité minéralogique et à la petite taille et au petit nombre des plaques minces.

On peut schématiser cette succession en représentant l'extension verticale de chacun des minéraux essentiels ; les variations d'épaisseur de chaque trait symbolisent très grossièrement les variations de volume de ces divers minéraux (fig. 16).

On remarquera que nous employons simultanément des termes chronologiques (succession) et spaciaux (extension verticale). De même Lacroix, pressentant que l'association glaucophane — lawsonite représente un degré de métamorphisme *moins profond* que l'association glaucophane — épidote, n'écrivait-il pas [1941, p. 95] : « La glaucophanite, sortie du *stade* à lawsonite pour arriver à celui de l'épidote — grenat ». Observons qu'il en est de même en métallogénie où, fréquemment et dans l'ensemble, l'ordre de succession chronologique (paragénétique) dans un échantillon de minerai reproduit la répartition « zonale » des minéraux.

Et, dans le cas qui nous préoccupe, cette confusion chronologie — espace est bien justifiée. Certes, il n'est pas possible, dans nos préparations, d'établir toujours rigoureusement, sur des critères morphologiques convaincants, l'ordre de succession de *tous* les minéraux. Mais, par exemple, voici un ordre de cristallisation évident.

Dans une préparation (122) de dolérite en voie de glaucophanisation, provenant du massif basique situé entre la vallée du Golone et Arama (f. 1) on peut voir trois espèces de pyriboles : augite un peu titanifère — clinopyroxène aegyrinique — glaucophane. L'augite occupe le cœur des plages. L'aegyrine la cercle[1], de façon d'ailleurs très irrégulière. Enfin, une glaucophane d'un bleu intense remplace l'aegyrine. Les axes *c* de ces trois minéraux coïncident.

Ainsi, sur le terrain, la glaucophane est plus profonde que l'aegyrine[1] *et, dans les plaques minces, elle lui est postérieure.*

La coupe que nous venons de donner n'est qu'une modeste esquisse. Elle gagnerait sans doute beaucoup à être appuyée sur des données minéralogiques quantitatives, à la platine intégratrice, et, rien que dans ce domaine réduit, il y aurait matière à une importante étude. Cependant nos observations montrent déjà le sens de l'évolution de cette série de roches. Sans doute cette évolution supporte-t-elle des variations, des accidents, et est-elle plus ou moins graduellement ménagée suivant les points.

Généralisation. Le front des glaucophanites. — Le quatrième terme de la coupe-type précédente est, dans la terminologie de Lacroix, un terme de passage entre une paradolérite ou une métadolérite (nous n'avons pas d'analyse qui nous permette de décider) et une glaucophanite à lawsonite. La structure doléritique initiale y est encore reconnaissable. Toutefois la roche est suffisamment riche en glaucophane pour mériter déjà le nom de glaucophanite.

L'évolution qui, au microscope, apparaît assez graduelle se montre, en ce qui concerne l'apparition de la glaucophane, beaucoup plus rapide sur le terrain. Ainsi, du 3e (195) au 4e (196) terme la distance verticale, normalement au pendage des sericitoschistes, n'est guère supérieure à 500 m. Lorsqu'on franchit ces 500 m, on passe de dolérites, qu'on peut encore appeler des « roches vertes », à des roches bleues.

Il est donc cartographiquement possible de tracer une limite entre types verts et types bleus. J'ai antérieurement appelé cette limite *front de glaucophane* [Routhier, 1949, 1950 *a*]. Il me semble plus correct aujourd'hui de l'appeler *front des glaucophanites* (voir f. 1 et 2). « Front » doit être ici compris comme limite supérieure, sans sous-entendre la notion d'apport, de migration

1. A propos du mode de formation de l'aegyrine par fixation de soude et de Fe_2O_3 sur l'augite nous sommes tout à fait d'accord avec Lacroix qui indique [p. 78] « que le pyroxène sodique a la même origine que la glaucophane », avec Quitzow [*1935*] et avec Netelbeek [*1951*, p. 98].

chimique générale, comme c'est le cas par exemple lorsque l'on parle de front de cordiérite ou de magnésium (cf. E. Wegmann). Ce front des glaucophanites *ortho* englobe parfaitement bien les affleurements de séricitoschistes *para* à glaucophane. On peut dire qu'il s'établit à la même hauteur dans les deux séries de roches.

Ces observations sont fondamentales. *Elles montrent que, dans la genèse de la glaucophane, interviennent ici au premier chef les conditions de profondeur, donc des conditions physiques.*

Le front des glaucophanites ne coïncide pas avec le front de glaucophane au sens propre. En effet, le remplacement du pyroxène par l'amphibole sodique ne se fait pas sur quelques mètres d'épaisseur. Souvent, très loin du front des glaucophanites tel que nous l'avons tracé sur nos cartes, on peut trouver de la glaucophane et même de petits îlots de véritables glaucophanites. Nous en citerons deux exemples. L'un, dans le grand lacet du versant ouest du col d'Arama, est une glaucophanite à aegyrine, où la glaucophane entoure l'aegyrine, jonchée de nombreux et minuscules grains de grenat. Or, ce minéral n'apparaît certainement que très rarement sur la rive gauche du Diahot ; nous n'en connaissons pas encore dans les glaucophanites comprises à l'intérieur du front. Pour en trouver, il faut atteindre la chaîne séparant la vallée du Diahot de la côte orientale. Le grenat se localise (voir les descriptions de Lacroix) dans une partie plus orientale et plus profonde du complexe métamorphique. L'autre exemple, provenant du massif entre la vallée du Golone et Arama, est la paradolérite à augite titanifère-aegyrine et glaucophane déjà citée (éch. 122, p. 161).

Ces exemples aberrants rappellent la répartition souvent très irrégulière des roches glaucophaniques dans les Alpes et en Corse. Ainsi Netelbeek [*1951*, p. 111] écrit : « les roches glaucophanitiques sont irrégulièrement dispersées parmi des roches doléritiques à peine modifiées », et nous avons, personnellement, souvent observé ce phénomène en Corse.

Ces cas aberrants, en Nouvelle Calédonie, n'en sont pas moins de faible volume et ne peuvent nous masquer la règle générale. Les *glaucophanites à lawsonite n'apparaissent qu'au-dessous d'un certain niveau dans la série métamorphique.* Jusqu'ici il semble que l'on n'avait apporté, en faveur de cette vue, que des arguments fondés sur les associations minérales. Nous fournissons ici la preuve définitivement et entièrement convaincante, à savoir la preuve cartographique.

Digression tectonique. — Il est clair que si des plis aigus ou déversés ou des chevauchements avaient affecté les terrains métamorphiques après l'intrusion des dolérites et leur métamorphisme, on ne pourrait plus trouver une telle ordonnance des divers termes de ce métamorphisme. Le moins que l'on en puisse conclure est que le *métamorphisme glaucophanitique des dolérites est largement post-tectonique.* Il serait donc notablement postérieur au métamorphisme général qui a formé les séricitoschistes et phyllades, pour autant que celui-ci soit bien anté-tectonique.

Quant à la naissance de glaucophane et de lawsonite dans les séricitoschistes on voit mal comment elle pourrait être d'un âge différent de celle des mêmes minéraux dans les dolérites. Elle serait alors une phase de métamorphisme postérieure à la cristallisation des phyllites. Que le métamorphisme glaucophanitique de Nouvelle Calédonie puisse être en grande partie post-tectonique semble assez en accord avec des observations faites en d'autres régions. Ainsi, en Corse [*Netelbeek, 1951*, p. 113] : « le métamorphisme glaucophanitique... se poursuit, au moins en partie, dans un stade avancé des mouvements orogénétiques » et cette conclusion s'accorde avec les résultats de Brouwer et Egeler [*1951*] dans des régions plus septentrionales de cette île.

Par contre, De Roever [*1950*, p. 1459] est d'une opinion quelque peu différente à propos de Célèbes. Pour lui, les roches à glaucophane ont pris naissance avant le paroxysme des mouvements de charriage, et il cherche à étendre cette conclusion aux Alpes. On notera, sans les critiquer, l'imprécision des termes : « stade avancé », « paroxysme » et de nos propres termes.

A notre avis, trop peu est connu du développement chronologique de la tectonique de ces diverses régions (Corse, Célèbes, Nouvelle Calédonie) et même, tout simplement, de leur tectonique, pour que l'on puisse actuellement avancer, en ce qui concerne l'âge du métamorphisme glaucophanitique, autre chose que de vagues suppositions.

Une autre possibilité ne peut être totalement exclue. Ce serait que la très épaisse série des séricitoschistes du Diahot ne comporterait aucun repli de grande amplitude sur une largeur de 8 à 10 km, soit une épaisseur *de l'ordre de 5 km au moins.* Sur la feuille 2, en effet, Arnould ne figure de micaschistes que sur le versant

oriental de la chaîne cristallophyllienne. Depuis le St Nevou au moins jusqu'à la Roche Mauprat et bien en amont de Mérétrice, la succession des séricitoschistes, plongeant régulièrement au SW, n'est accidentée d'aucune remontée de micaschistes largement cristallins ou de gneiss.

Cette interprétation peut paraître étonnante. Il ne serait pas possible en tout cas de l'étayer sans les résultats des études d'Arnould. Dans cette interprétation d'un flanc ouest à peine reployé du bombement métamorphique, la répartition régulière des dolérites et de leurs divers termes de transformation en glaucophanites à lawsonite deviendrait alors parfaitement normale.

On voit que, de toute manière, la répartition des roches à glaucophane et des termes plus profonds de métamorphisme (amphibolites à épidote) devra entrer en ligne de compte dans l'analyse structurale de cette région.

3. *Des glaucophanites à lawsonite aux glaucophanites à épidote et autres amphibolites à épidote.* — Dans toutes nos préparations nous n'avons vu qu'une fois, dans le troisième terme (Pilou, 194) de la coupe-type, quelques grains d'*épidote*. Ce minéral est pratiquement absent de la rive gauche du Diahot. Dans cette région le métamorphisme des dolérites ne dépasse pas ce qu'on a appelé le *sub-faciès lawsonite-glaucophane* [voir par exemple *De Roever, 1950*], division du *faciès à glaucophane*, verticalement plus étendu.

Pour rencontrer des roches *ortho* à épidote il faut aller plus loin au NE, sur la rive droite du Diahot. On peut déjà en juger par les descriptions pétrographiques de Lacroix. Cet auteur ne signale [p. 38] de glaucophanite à épidote qu'au col du Bonhomme, à Amos et à Pouébo, c'est-à-dire au faîte de la chaîne cristallophyllienne orientale ou sur son versant est.

De même nous ne connaissons pas d'amphibole verte ou du moins d'amphibolite verte sur la rive gauche du Diahot. Les gisements d'*amphibolites hornblendiques* à épidote ou autres minéraux, mentionnés par Lacroix, sont, à une exception près qui se situerait au mont Arama (fort douteux) [1], au NE du Diahot et plutôt au cœur de la chaîne cristallophyllienne.

Rien que de ces indications disparates, puisque Lacroix ne disposait d'aucune cartographie précise, on voit se dégager le fait suivant. *L'épidote se localise dans une partie plus profonde du complexe métamorphique que la lawsonite ; le sub-faciès épidote-glaucophane est plus profond que le sub-faciès lawsonite-glaucophane.* On voit aussi que *les faciès amphibolite (verte) et amphibolite à épidote commencent à apparaître beaucoup plus profondément que le faciès glaucophanite.*

Dans quelle mesure peut-on établir, dans ces régions plus orientales, une zonéographie valable, cartographiable ? Est-il possible, par exemple, de tracer une limite entre lawsonite et épidote ? Nous ne pouvons répondre actuellement à ces questions qui sont du secteur d'A. Arnould. Mais, dès maintenant, on voit apparaître, dans la partie haute de la série métamorphique septentrionale, une zonalité marquée notamment par le front des glaucophanites.

2. *RÉGION CONGO-KAMENDOUA... ETC. LES PRASINITES.* — Nous avons étudié plus haut les schistes chloriteux à épidote banaux de cette région. Nous y avons mentionné la présence, sans doute seulement accidentelle, de glaucophane.

De même les roches *ortho* ou vraisemblablement telles de cette même région ne nous ont montré ni glaucophane, ni lawsonite. L'une de ces roches, provenant du massif surtout serpentineux du St 436, sur la rive gauche de la Kamendoua, contient les minéraux suivants : *albite* (environ 5 % d'An.), en général non mâclée, très abondante (la moitié du volume), *chlorite*, intimement mêlée à des baguettes de *hornblende verte*, qui pénètrent souvent dans les « yeux » albitiques, *épidote*, très peu de quartz, enfin ilménite et leucoxène.

L'identité avec les *prasinites* [2] alpines, par exemple avec celles que nous avons étudiées dans

1. Voir note 1 de la p. 157.
2. Au sens de Novarese (1895), de Kalkowsky et des auteurs allemands (cf. Grünschiefer).

le Queyras, est absolument frappante. Elle apparaît jusque dans des détails comme l'absence très fréquente de mâcles de l'albite et le caractère pœcilitique des plages de ce minéral. Point n'est besoin d'analyse chimique pour avancer que cette roche, comme dans les Alpes ou ailleurs, est le produit d'un métamorphisme accentué de roches doléritiques ou gabbroïques.

Nous en avons rencontré d'identiques dans la falaise dominant la tribu d'Atéou, et aussi, plus au NW, dans la rivière Témala, en amont de la tribu d'Ouango (mais ici non en place). Il en est certainement beaucoup de lentilles dans les terrains métamorphiques de cette région[1]. On devra s'attendre à y rencontrer des phénomènes de « différenciation métamorphique », c'est-à-dire des concentrations, lit par lit, des divers minéraux. Nous noterons cependant que nos prasinites néocalédoniennes sont encore assez massives, et ne se présentent pas en dalles comme celles du massif du mont Viso (Queyras), où l'on peut précisément observer la concentration de l'albite, de l'épidote et de l'amphibole dans des lits particuliers.

Une roche moins banale a été rencontrée dans les séricitoschistes et schistes chloriteux de la haute Congo, près de la S^{ton} Barada. C'est un véritable chloritoschiste ou plutôt une chloritite, composée essentiellement d'une chlorite à biréfringence très faible et accessoirement de fines aiguilles de *glaucophane*, de quelques cristaux de lawsonite, d'albite et de quelques lames très ténues, disposées en gerbe, de *stilpnomélane*. La roche est nettement orientée mais le stilpnomélane ne se soumet pas à cette orientation. Ceci rappelle, après les observations de Turner et surtout de Hutton [*1938, 1940*] et de Netelbeek [*1951*], que les minéraux du groupe des stilpnomélanes sont hostiles à une forte pression orientée.

Sans que nous puissions décider du mode de formation d'une telle roche — et Lacroix [p. 72] a éprouvé la même difficulté pour un chloritoschiste du N — nous retiendrons qu'elle se localise dans le sub-faciès à glaucophane-lawsonite.

Toutes les roches métamorphiques de cette région ne relèvent donc pas des faciès à épidote.

Enfin, en plusieurs points du lit de la Kamendoua, nous avons récolté, non en place, des glaucophanites, certaines à grenat, dont nous n'avons malheureusement pas trouvé les gisements en place. Il n'en reste pas moins que, dans cette région, le faciès « greenschist » semble largement dominant.

C. Conclusions essentielles de l'étude pétrographique.

1. *La série métamorphique septentrionale*, à l'W du Diahot, se caractérise par les traits suivants. Parmi les paraschistes dominent de beaucoup les séricitoschistes et phyllades. Des lentilles de dolérites, de composition chimique originellement noritique, y sont intercalées. Ces dolérites sont métamorphisées et, de haut en bas, on note la formation successive des minéraux suivants : à partir du constituant calcique du plagioclase, pumpellyite, puis lawsonite, puis épidote ; à partir du pyroxène augitique et du sodium en provenance du plagioclase, pyroxène aegyrinique puis glaucophane. Un peu d'albite peut coexister avec la glaucophane mais, dans les glaucophanites à lawsonite « achevées », elle est pratiquement inexistante.

Les amphibolites, plus ou moins albitiques et épidotiques, comparables aux prasinites alpines n'apparaissent que dans les parties plus profondes. Il en est de même pour d'autres minéraux tels que le grenat et le rutile (dans les veines quartzeuses).

L'épigénie rapide du pyroxène par la glaucophane détermine, sur le terrain, un contraste très net entre les roches encore bien reconnaissables comme dolérites modifiées et les glaucophanites à lawsonite. On peut donc tracer un *front des glaucophanites*, qui représente, à très peu près, la limite supérieure de stabilité de la glaucophane.

1. Malheureusement leur couleur verte, qui se confond avec celle des schistes chloriteux à épidote, leurs altérations identiques à celles de ces schistes, enfin le relief de la région ne nous ont pas permis, à l'échelle de notre travail, d'en donner une représentation cartographique.

En Nouvelle Calédonie, on démontre ainsi cartographiquement que la formation de la glaucophane, comme aussi de la lawsonite, fut soumise étroitement aux conditions de profondeur.

Il serait sans doute quelque peu prématuré de chercher à faire la part des divers « constituants » de ces conditions, ainsi de la « pression hydrostatique » et du « stress ». Eskola (1939) a insisté sur le rôle de la pression hydrostatique. De Roever [*1950*, p. 1459] partage cette opinion pour le sub-faciès glaucophane-lawsonite de Célèbes. Et en Corse, Netelbeek [*1951*, p. 113] tend aussi à réduire l'influence de la pression orientée. On peut l'admettre aussi pour les glaucophanites à lawsonite que j'ai étudiées en Nouvelle Calédonie, qui ne sont jamais nettement schisteuses. Mais il n'est pas démontré que cette conclusion puisse s'étendre à tout le faciès glaucophanique. Les glaucophanites peuvent être très schisteuses, par exemple dans le Queyras, et il n'est pas certain qu'alors la glaucophane soit toujours le produit d'un métamorphisme rétrograde, à partir de roches à amphibole verte.

Ce n'est que de l'anatomie comparée de nombreuses régions que l'on pourra tirer des conclusions valables.

De toute façon, on peut répondre à la question laissée en suspens par F. J. Turner [*1948*] : « il semblerait que des conditions physiques spéciales n'aient pas été démontrées essentielles pour le développement des schistes à glaucophane », et on peut affirmer aujourd'hui l'individualité d'un faciès : schiste à glaucophane. Nos conclusions convergent donc remarquablement avec celles de De Roever [*1950*] et autres auteurs [1].

Par contre, le passage de la lawsonite à l'épidote semble plus clairement conditionné par l'augmentation du stress.

N. B. — S'il est parfaitement bien démontré aujourd'hui que l'apparition de la glaucophane dans des roches *ortho* ne nécessite pas une teneur initiale en soude élevée, il reste certain aussi que son apparition, dans beaucoup de roches *para*, suppose — sous réserve de conditions physiques favorables — une introduction de soude.

2. *La série métamorphique de la haute Congo et de la haute Kamendoua* diffère profondément de la série septentrionale. Ses paraschistes sont des séricitoschistes et des schistes chloriteux, le plus souvent à épidote. Ses roches *ortho* sont des prasinites, donc présentent le faciès « greenschist ». La glaucophane et la lawsonite y restent très subordonnées. Cette série représente donc un degré de métamorphisme plus profond que la série septentrionale. Des itabirites chloriteuses sont signalées en place pour la première fois. On avance l'hypothèse qu'elles pourraient provenir du métamorphisme de sédiments à radiolaires.

Nous allons voir que la différence substantielle entre ces deux séries métamorphiques est liée à des histoires géologiques différentes des deux régions.

II. Age des terrains métamorphiques et âge du métamorphisme.

Ces différences minéralogiques entre les deux régions métamorphiques semblent bien être liées, en effet, à des successions stratigraphiques et des phases orogéniques différentes.

A. *RÉGION SEPTENTRIONALE.* 1. Age des terrains métamorphiques. — Il n'a pas été possible de reconnaître, dans la grande masse des terrains métamorphiques du N, les vestiges d'une ancienne stratigraphie. Sous réserve de modifications par A. Arnould pour la chaîne côtière orientale, nous ne reconnaissons pas dans notre secteur de vestiges, par exemple, de la formation des grauwackes. Tout se passe comme si une colonne sédimentaire argileuse d'une extrême puissance s'était empilée continûment. Nulle part n'apparaissent de traces de rema-

1. On pourra comparer, à cet égard, la rédaction de notre note de juin 1950 et de celle, sensiblement synchrone, de De Roever.

niements de quelque importance [1]. Nous avons montré qu'à sa lisière sud-ouest cette série de « micaschistes supérieurs » passe transitionnellement à des schistes argileux qui semblent bien l'équivalent de la formation à charbon des régions non métamorphiques, et à des phtanites sériciteux, schisteux, qui ressemblent fort à ceux de l'Éocène I. Même, sur la rive gauche du Diahot, depuis les alignements calcaires qui courent de Forêt d'Oune au haut Djavel, et de là en direction de Koumac au moins jusqu'aux Trois Creeks, on note un léger métamorphisme dans un trio de faciès absolument caractéristique, dans les autres régions, de l'Éocène I, à savoir phtanites — calcaires — dolomies.

Il en résulte que les terrains métamorphiques comprennent nécessairement une part de l'Éocène et de la colonne sédimentaire antérieure. L'énorme épaisseur de la série métamorphique laisse à penser qu'elle comporterait une grande part des terrains mésozoïques, soit la formation à charbon : Crétacé et partie du Jurassique, peut-être même le Lias et le Trias (?)

2. Age du métamorphisme. — Que le métamorphisme monte jusque dans l'Éocène ne permet pas de conclure qu'il est entièrement d'âge éocène. Ce fut peut-être un phénomène continu et prolongé, que l'on pourrait concevoir comme montant dans la colonne sédimentaire au fur et à mesure que celle-ci s'affaissait. Il ne pourrait donc s'agir de lui fixer un âge comme à une phase de diastrophisme [2]. Tout ce qu'on peut dire, c'est que le front de ce métamorphisme général est monté très vraisemblablement jusque dans l'Éocène.

B. *RÉGION TÉMALA — FATÉNAOUÉ — CONGO — KAMENDOUA.* — Ici les conditions furent tout à fait différentes.

1. Age des terrains métamorphiques. — Nous avons laissé de côté jusqu'ici la plupart des terrains rencontrés dans la haute Témala et dans la haute Faténaoué, en amont de la formation de Congo et des gisements de fossiles triasiques. C'est qu'en effet ils présentent un intérêt tout particulier pour la détermination de l'âge des terrains métamorphiques.

a) *Formation des grauwackes métamorphiques de la Témala et de la Faténaoué.* — Dans la haute Témala (f. 3), en amont d'Ouapan, on traverse une succession qui nous apparaît aujourd'hui, avec le recul et après examen de nos matériaux, extrêmement intéressante, et que, malheureusement, nous n'avons pu étudier avec assez de détail [3].

En amont d'Ouapan, après les schistes à peine métamorphiques à *Monotis*, on entre dans une succession de schistes noirs, à peine lustrés, mais très injectés de quartz, et contenant des bancs et lentilles de roche verte chloriteuse, avec passées très discontinues de schiste rouge. J'ai montré plus haut qu'il s'agissait là de roche lavique (sans doute andésite chloritisée) et de radiolarite ferrugineuse.

Puis, à partir du premier grand coude de la rivière en amont d'Ouapan, viennent surtout des schistes noirs lustrés, des phyllades, irrégulièrement mais en général fortement injectés de quartz blanc. Il doit exister en place de grosses loupes ou filons de ce quartz car on en trouve des blocs de l'ordre du m^3 dans beaucoup de lacets de la rivière, et notamment un peu en aval de la tribu d'Ouango. A peu près jusqu'à Ouango, toutes ces phyllades plongent environ 70° au NE. A partir de ce point, le pendage s'inverse et déjà apparaissent,

1. Rappelons toutefois quelques pincées de conglomérats laminés à éléments de phyllades, étudiés en même temps que la « formation de la baie de Néhoué ».

2. C'est à dessein que nous employons ces formules dubitatives. En effet, dans la Vanoise (Alpes), les remarquables études de F. Ellenberger [*1952*] semblent nous convier à considérer le métamorphisme général, non comme un phénomène prolongé anté-orogénique, mais comme un phénomène beaucoup plus bref, essentiellement synorogénique, comme une « tempête moléculaire » accompagnant la « tempête orogénique ». Si cette conclusion était généralisable, elle nous obligerait à réenvisager ce qui est écrit plus loin (p. 170) à propos de l'âge du métamorphisme et de la différence de cet âge entre les régions nord et sud de l'arc métamorphique septentrional.

3. D'ailleurs, il n'y existait pas de fond topographique au 40,000e et nous avons dû y travailler sur photographies aériennes obliques,

en galets dans la rivière, des « pierres bleues » ressemblant étonnamment aux grauwackes des régions non métamorphiques. Au débouché du « Vallon du Mystère » [1] (f. 3), on en voit de très gros blocs ; on note aussi la présence de galets de roches vertes et de schistes rouges identiques à ceux rencontrés à peine en amont d'Ouapan. Enfin, un peu plus haut, on trouve les pierres bleues en place, en intercalations dans les schistes noirs et en rochers gros comme des maisons dans la rivière.

Au delà et jusqu'à la station A. Castex, sur la rivière Hienghène, c'est-à-dire sur le versant oriental, on ne rencontre plus guère que des phyllades plus ou moins lustrées et peu métamorphiques, avec filonnets quartzo-albitiques. Cependant, au confluent de la Hienghène et de son affluent de gauche, la Tiedanit, on retrouve, en galets, des « pierres bleues », souvent laminées et un peu altérées. Il en existe donc encore en place sur ce versant.

Au microscope l'identité de ces « pierres bleues » avec les grauwackes décrites dans le premier chapitre est tout à fait remarquable. On y voit (840, 843, 844, 846) de gros quartz clastiques, de très nombreux plagioclases très damouritisés, à mâcles très estompées, de rares petits galets de roche microlitique, aussi quelquefois de nombreux fragments de baguettes de hornblende verte détritique, et un peu de carbonate, quelquefois en veinules à bords irréguliers. Le ciment est de quartz microgrenu, avec lamelles chloriteuses et surtout sériciteuses, en traînées. Il semble bien que le développement de cette séricite soit la marque d'un léger métamorphisme.

Si, revenant de Hienghène, on redescend vers la côte ouest par la vallée de la Faténaoué, on retombe, dans le haut de cette vallée, sur une série identique à celle de la Témala. En place sont des schistes sériciteux très quartzeux, mais en galets, descendant par le torrent Ouabiane, les mêmes schistes sériciteux, des grauwackes, des roches vertes, schistes et jaspes rouges très abondants — qui sont identiques aux laves et « radiolarites » d'Ouapan — enfin, des *schistes chloriteux*, qui n'apparaissaient pas dans la coupe précédente. Ils annoncent ceux situés plus au SE, au delà des péridotites du Oua-Tilou, dans la vallée de la Congo.

Plus en aval dans la même vallée on ne voit, en place, que des schistes sériciteux, avec quelquefois de minuscules lentilles (quelques mètres de long) de roche verte. Au delà d'un fil de serpentine et jusqu'à la Fatémandé, il semble bien que le métamorphisme s'atténue. Quelques accidents lithologiques, non rencontrés sur la Témala, apparaissent : calcschiste sériciteux, et même calcaire en lits fins, près de la station Martin. En aval de cette station on ne rencontre plus que des schistes gris bleu, avec de vagues « vermiculations » [2] (faciès intermédiaire entre schiste noir et grauwacke bleutée à grain fin) et des schistes noirs presque totalement dépourvus de métamorphisme. Dans ces derniers, sur la Fatémandé, nous avons trouvé des *Entomonotis ochotica*. Au delà viennent les conglomérats, arkoses et grès de la formation de la Congo.

1. Les vallées de la Témala et de la Faténaoué traversent une série de schistes sériciteux avec intercalations de grauwackes. Le volume des grauwackes est ici infiniment plus réduit que dans les régions où nous avons décrit la formation. Mais il est impossible d'écarter l'hypothèse que *cette série est, au moins partiellement, l'équivalent légèrement métamorphique de la formation des grauwackes.*

Nous admettons donc que le métamorphisme est monté ici dans la formation des grauwackes. Mais le faciès général de cette formation est ici différent. Il comporte beaucoup plus de schistes et beaucoup moins de grauwackes [3].

2. Nous remarquerons encore que les couches triasiques sont en quelque sorte soudées aux terrains métamorphiques. Dans la vallée de la Témala le fait n'est pas évident parce qu'un fil de serpentine s'interpose entre les *Entomonotis* et les schistes sériciteux. Mais, dans la vallée de la Faténaoué, aucune discontinuité de sédimentation n'apparaît entre eux et ces schistes. Plus loin, au SE, dans la vallée de la Congo (voir f. 3), une très faible épaisseur de grauwackes s'inter-

1. Dénomination personnelle, reportée sur la carte (f. 3).

2. Que J. Avias a rencontré fréquemment dans le Norien de la côte ouest.

3. Sur le versant Hienghène, là où l'on ne rencontre plus de grauwackes, nous avons figuré, avec J. Avias, une bande de terrains métamorphiques d'âge indéterminé. Il se peut qu'il y ait là encore un équivalent latéral des grauwackes, mais il se peut aussi qu'il s'agisse de la formation à charbon.

pose entre les sericitoschistes et les conglomérats rouges. Dans la vallée de la Kamendoua, une masse digitée de serpentine s'introduit bien entre les grauwackes à *Daonella indica* et les terrains métamorphiques, mais non dans tout le contact. Il n'y a toujours pas ici de trace de remaniement au passage des sericitoschistes ou des schistes chloriteux aux grauwackes. Enfin, dans le bassin de Pouembout, pour autant que j'ai pu en juger sur la haute Poualoa (f. 4), il en serait de même.

La seule coupure sédimentaire évidente s'établit après les couches d'âge triasique supérieur. Elle est marquée par leur contact avec les conglomérats rouges de la Congo. Ceux-ci contiennent des galets métamorphiques ; le métamorphisme leur est donc antérieur.

Dans cette région un métamorphisme léger est monté dans une série sédimentaire qui comportait des grauwackes d'âge triasique. Du fait que ce métamorphisme n'a pas atteint ici les couches triasiques supérieures on ne peut conclure à son arrêt partout à ce niveau. Il se pourrait qu'il soit monté plus haut ailleurs.

b) *Les schistes chloriteux de la Congo et de la Kamendoua.* — Il faut maintenant expliquer le passage des vallées de la Témala et de la Faténaoué à celles de la Congo et de la Kamendoua. Dans ces deux dernières on ne rencontre aucune trace de grauwackes dans les sericitoschistes et les schistes chloriteux. Mais, fait curieux, nous y trouvons des schistes rouges chloriteux qui ressemblent étonnamment aux schistes rouges (radiolarites) des deux autres vallées.

Quant à l'abondance des schistes chloriteux à épidote, ne suppose-t-elle pas un matériel sédimentaire à l'origine assez fortement calco-magnésien ? Or ce matériel pourrait précisément être cherché dans les grauwackes. Aussi paraît-il raisonnable de voir dans les terrains métamorphiques de la Congo et de la Kamendoua, la transformation d'une série sédimentaire comportant une alternance d'argiles et de grauwackes, c'est-à-dire comparable à celle de la Témala, mais où le métamorphisme nettement plus poussé a fait disparaître toute trace structurale des grauwackes initiales. En même temps les radiolarites s'y transformaient en schistes ferrugineux et chloriteux, et peut-être même en itabirites chloriteuses, et les roches ignées (au moins en partie laviques) en prasinites.

Les terrains métamorphiques de la Congo et de la Kamendoua ne sont pas, pour autant, les équivalents latéraux stricts de ceux, peu métamorphiques, de la Témala et de la Faténaoué. Mais ils proviennent très vraisemblablement de la transformation d'une colonne sédimentaire comparable.

Cette colonne sédimentaire pourrait comporter du Trias, du Permien (cf. *Aphanaia gigantea* de Piroutet), voire même des terrains paléozoïques antérieurs.

Pour être étayée solidement, cette thèse devrait s'appuyer *sur des passages latéraux tracés* ou des transitions verticales entre grauwackes encore reconnaissables et schistes chloriteux à épidote.

Mais ce qui est encore seulement une présomption en Nouvelle Calédonie a été magistralement prouvé en Nouvelle Zélande par les belles recherches pétrographiques de Turner [*1933*] et Hutton [*1940*]. Dans l'île du Sud, et surtout dans la région du lac Wakatipu, ces auteurs ont pu suivre toutes les phases de la transformation de grauwackes, minéralogiquement très comparables aux grauwackes néocalédoniennes, en 1. schistes à quartz-albite-épidote-séricite-chlorite ; 2. schistes à quartz-albite-clinozoïsite-muscovite-biotite ; 3. schistes à quartz-oligoclase muscovite-biotite. La zone 1 ou *chlorite-zone* a même été subdivisée en quatre sous-zones, notamment d'après des critères microstructuraux. Dans la chlorite-zone, et surtout à sa partie inférieure, Hutton [*1940*, p. 68] signale même des « greenschists », dont beaucoup semblent dériver de sills basiques.

L'analogie semble grande entre cette série métamorphique du Sud de la Nouvelle Zélande et celle de la Congo et de la Kamendoua. Malheureusement, le caractère très extensif de nos recherches ne nous a pas encore permis de nous livrer à une étude pétrographique détaillée. Des recherches beaucoup plus détaillées sur le terrain seraient d'ailleurs nécessaires.

c) *Extension possible à d'autres régions néocalédoniennes.* — Dans le reste de mon secteur (bassin de Koné-Pouembout, bassin de Poya, bassin de Bourail), on rencontre encore des terrains métamorphiques. Peut-on leur étendre les conclusions qui viennent d'être proposées pour les régions de la Congo et de la Kamendoua ? Cela ne paraît pas impossible. Ainsi j'ai déjà signalé, entre le mont Guaradodou et la haute Nounin, un conglomérat à galets de quartz et de schistes métamorphiques à la base de la formation à charbon, dont l'âge n'est malheureusement pas fixé ici. D'autre part, dans le bassin de Poya, le Jurassique supérieur à *Inoceramus* n'est pas métamorphisé. Enfin les schistes chloriteux, qui caractérisent les régions de la Congo et de la Kamendoua, se retrouvent au fond du bassin de Koné-Pouembout, sur la haute Nounin, dans le fond du bassin de Bourail, notamment auprès de Ni et de Poté, au S^{t} Bouemien, enfin sur la haute Boghen. Et même des schistes rouges, dont certains à oligiste, se retrouveraient en amont de Poté, et se rencontrent dans la haute Boghen.

Il y a donc quelque raison de penser que, non seulement dans la partie sud du grand arc métamorphique septentrional, mais aussi dans les masses métamorphiques « médianes », il faudrait voir une succession d'argiles et de grauwackes métamorphisées dont l'âge correspondrait à une portion plus ou moins importante de l'extension chronologique de la formation des grauwackes.

Ces terrains métamorphiques peuvent se trouver à proximité immédiate de grauwackes non métamorphisées et même bien datées comme triasiques (supérieures) et liasiques. C'est le cas, par exemple, dans la région : mont Katepouenda, haute Nounin, bassin de Poya. Mais, dans l'état actuel des connaissances, les relations structurales ne sont pas claires. Là aussi le métamorphisme n'aurait donc pas atteint, sans doute, le Trias supérieur. Peut-être aurait-il affecté surtout des terrains plus anciens, permiens, peut-être même carbonifères, voire même antérieurs. On n'oubliera pas, à cet égard, qu'en Nouvelle Zélande on rencontre des phyllites et des grauwackes *dès l'Ordovicien*, que Hutton [*1940*, p. 73] a estimé que l'âge inférieur des schistes métamorphiques de l'île du Sud pourrait être ordovicien et leur âge supérieur au plus permien. Mais le problème est loin d'être résolu clairement et d'autres géologues néozélandais pensent que les schistes métamorphiques pourraient comprendre du Trias moyen et même supérieur.

Aussi ne faut-il pas éliminer la possibilité de l'existence, dans les terrains métamorphiques néocalédoniens, non seulement de Permien, mais aussi de Carbonifère, voire même de couches antérieures.

Cependant, jusqu'à nouvel ordre, on n'a pas fait la preuve, dans les régions centrales de la Nouvelle Calédonie, de l'existence de couches non métamorphiques à coup sûr anté-permiennes. Aussi ces indications ne peuvent-elles avoir valeur que de suggestions prudentes.

2. Age du métamorphisme. — Le métamorphisme, dans les vallées de la Témala, de la Faténaoué, de la Congo et de la Kamendoua, est, avons-nous vu, antérieur à la formation de Congo. Celle-ci n'a pu être datée avec précision, mais son âge le plus jeune serait infra-crétacé.

De toute façon le métamorphisme est donc bien antérieur au cycle alpin et beaucoup plus ancien que le métamorphisme élevé de la région septentrionale. Il n'a pas progressé dans la formation de la Congo ni dans la formation à charbon.

C. *COMMENT RÉCONCILIER LA DIFFÉRENCE D'AGE DU MÉTAMORPHISME DANS LES DEUX RÉGIONS ?* — Cette différence ne peut s'éclairer que si l'on compare les histoires géologiques des deux régions.

Dans le Nord, nous voyons une série argileuse très épaisse et continue s'empiler sans doute pendant la majeure partie du Mésozoïque et se terminer par les dépôts typiques de l'Éocène I.

Le front du métamorphisme ne cesse de monter dans la colonne sédimentaire et d'y produire des micaschistes, des séricitoschistes et des phyllades.

Dans la région Témala-Kamendoua au contraire, le métamorphisme monte dans la formation des grauwackes qui, ici, comporte assez peu de grauwackes. Son front s'établit peut-être plus ou moins haut suivant les points, de telle sorte qu'ici les grauwackes sont presque indemnes, alors que là elles évoluent en schistes chloriteux à épidote, en même temps que des roches ignées (laviques) synchrones s'y transforment en prasinites. A la lisière occidentale de cette région, le front du métamorphisme est resté en-dessous du Trias supérieur, mais cela n'est pas nécessairement vrai partout. Survient ensuite l'orogénèse, peut-être cimmérienne jeune, de Congo, et l'émersion d'au moins une île sur l'arc septentrional. Le métamorphisme général est alors stoppé, et il ne continuera plus son ascension dans les terrains postérieurs.

En ce sens on pourrait dire que le métamorphisme est ici plus ancien que celui du N mais cela traduit mal les faits. Il faut plutôt voir *un seul métamorphisme qui monte mais dont l'ascension est, ici, stoppée à la suite d'un mouvement orogénique, tandis que, là, elle continue dans une colonne sédimentaire qui n'a pas été plissée et n'a pas émergé avant le Paléogène* [1].

Nous devons reconnaître que la « réconciliation » n'est pas totale, en ce sens qu'on voudrait comprendre comment, le long de cet arc métamorphique septentrional, s'opère le passage longitudinal des faciès sédimentaires et la montée du front métamorphique. Or, le découpage des secteurs de travail des trois membres de la mission ne pouvait prévoir ce genre de problème, qui n'est apparu qu'après de longues recherches. Aussi il reste, dans notre travail, un hiatus géographique, qui permettrait peut-être la « réconciliation ». Espérons que les travaux d'Arnould viendront le combler et, pour le cas où ils seraient en désaccord avec notre interprétation, qu'ils en apporteraient une plus satisfaisante.

J'ajouterai encore que tout ce que je viens d'écrire du métamorphisme dans la région de la Congo n'est vrai que du côté occidental de l'arc métamorphique. Cela ne l'est plus du côté nord-oriental, où le métamorphisme semble bien être monté plus haut, d'après les recherches de J. Avias (conversations personnelles).

Aussi n'y a-t-il pas lieu de généraliser hâtivement et voit-on que le problème est tout à fait complexe.

D. *COMPARAISONS AVEC LES TERRAINS MÉTAMORPHIQUES D'AUTRES RÉGIONS DU PACIFIQUE OCCIDENTAL.* — Si nous suivons du S au N la lisière occidentale du Pacifique méridional nous constatons que le métamorphisme de terrains mésozoïques et même cénozoïques y est un phénomène courant. *Dans l'Antarctide*, aux îles Clarence et Éléphant, on a reconnu des paraschistes comportant, entre autres faciès, des grauwackes. Cette série se prolonge probablement sous l'océan et réapparaîtrait en Terre de Feu en une formation datée comme *permo-triasique* [*Castellanos, 1950*].

En Nouvelle Zélande, s'est posé aux géologues locaux un problème du même genre que celui que nous avons tenté de résoudre en Nouvelle Calédonie. Actuellement nos confrères du Geological Survey de Nouvelle Zélande estiment que, dans l'île du Sud, les schistes métamorphiques passent par transitions, à l'W, au Permo-Carbonifère (« Te Anau ») et à l'E, à du Trias moyen et supérieur. Il semblerait donc bien exister du *Trias métamorphique* dans cette île.

Quant à l'âge de ce métamorphisme il pourrait se situer « un peu avant, ou même pendant l'orogénèse post-Hokonui », qui est d'âge jurassique terminal [*Wellman, in Geol. Survey..., 1948*] [2]. Et ceci ne manque pas de rappeler ce que nous avons décrit de la Témala à la Kamendoua.

1. Ce raisonnement présuppose que l'on admette le caractère anté-orogénique et progressif du métamorphisme. Si nous devions généraliser la conclusion de F. Ellenberger [*1952*] (voir note 2 de la p. 166) et considérer le métamorphisme comme essentiellement synorogénique, nous ne serions plus en droit d'admettre la montée lente et continue du métamorphisme. La corrélation n'en subsisterait pas moins entre la différence d'âge du métamorphisme et la différence d'âge des orogénèses dans les deux régions.

2. Mais on doit prendre garde qu'en Nouvelle Zélande on rencontre des grauwackes avec « phyllites » et « argillites » dès l'Ordovicien. Hutton [*1940*, p. 74] suggère, pour les schistes métamorphiques de l'Otago et du South Westland, un âge inférieur ordovicien, un âge supérieur ne dépassant pas le Permien (de Clinton). Quant à l'âge de la période de métamorphisme

Nous avons souligné plus haut l'analogie entre les terrains métamorphiques de la Congo et de la Kamendoua et ceux de la « chlorite-zone » du S de la Nouvelle Zélande.

En Nouvelle Zélande n'est pas signalé de métamorphisme accompagnateur du cycle alpin. Mais nous le voyons apparaître, d'abord dans le N de la Nouvelle Calédonie, puis dans les régions plus septentrionales. Pour ces régions nous sommes loin d'être assuré d'avoir consulté toute la bibliographie utile, même toutes les mises au point étendues. Aussi nous nous contenterons de citer quelques points de comparaison.

En Nouvelle Guinée (sud-orientale), l'âge des roches métamorphiques est, d'une façon générale, encore fort mal connu. Cependant quelques points semblent bien acquis. Dans les « Owen Stanley Ranges », des phyllites passent à des shales et à des calcaires gréseux fossilifères qui pourraient être *mésozoïques* [*Glaessner*, etc..., *1944* et *Glaessner, in Browne, 1950*, p. 667]. Dans le district de Morobe, aujourd'hui fameux par ses exploitations aurifères (Bulolo), les « Kaindi Series », qui consistent en ardoises, phyllades et schistes, avec lentilles calcaires et shales calcaires, étaient autrefois considérées comme au moins paléozoïques [*N. H. Fisher, 1944*, p. 51] mais depuis, des fossiles crétacés ont été identifiés dans la Snake River Valley, dans des roches appartenant probablement à ces « Kaindi Series » (communication personnelle de Glaessner).

Dans les Indes orientales en général, d'après Umbgrove [*1938*] une partie des roches phyllitiques appartient certainement au Mésozoïque (fossiles jurassiques à Sumatra, Bornéo). Dans le centre de Bornéo on connaîtrait une succession de Permo-Trias, Crétacé et Éocène sous un faciès phyllitique, légèrement métamorphique [*Westerveld, 1952*, p. 248]. Considérons plus particulièrement les îles situées sur l'« orogène des Moluques » de Westerveld, dont nous verrons qu'il présente des analogies partielles, mais indubitables, avec l'orogène papou. A Célèbes (central) on connaît des radiolarites métamorphiques (affectées par le métamorphisme glaucophanitique). Certains auteurs estiment que l'on en peut conclure à un métamorphisme du Mésozoïque [*Westerveld, 1952*, p. 248] mais Brouwer [*1947*, p. 37] fait des réserves ; car si les radiolarites peuvent bien être ici d'âge mésozoïque (en particulier triasique) elles pourraient aussi être d'âge permien. Il n'en reste pas moins qu'à Célèbes on connaît des roches éocènes affectées par un métamorphisme léger [*Brouwer, 1947*, p. 37].

A Timor, l'âge des terrains métamorphiques n'a pas encore été fixé. On peut supposer, à titre de tentative, qu'au moins une partie des schistes cristallins peu métamorphiques est d'âge permien, tandis que les parties les plus métamorphiques pourraient être anté-permiennes [*Brouwer, 1942*, p. 364].

En Birmanie, dans les monts Arakan Yoma, c'est-à-dire dans la prolongation de l'orogène des Moluques, l'âge des ardoises, phyllites et schistes quartzeux a été très discuté. Actuellement, on pense le plus communément qu'il s'agirait de couches crétacées et éocènes [*Tainsh, 1950*, p. 824-825].

De cette trop brève revue il ressort que, depuis l'Antarctide jusqu'aux monts Arakan-Yoma, on connaît ou on soupçonne l'existence de terrains mésozoïques (triasiques ou plus récents) et même éocènes métamorphisés. Mais qu'en de nombreux points l'existence, dans les complexes métamorphiques, de terrains paléozoïques est, sinon démontrée, du moins vraisemblable, et que le plus souvent on a éprouvé, jusqu'ici, les plus grandes peines à distinguer, dans ces complexes, ce qui est mésozoïque de ce qui pourrait être paléozoïque.

il serait, d'après cet auteur, permien ou triasique inférieur. On voit, sans remonter aux idées plus anciennes, que l'âge des roches métamorphiques et du métamorphisme en Nouvelle Zélande a été très controversé. Il n'a sans doute pas fini de l'être, comme d'ailleurs en Nouvelle Calédonie.

III. Conclusions générales sur les terrains métamorphiques.

A. Age des terrains métamorphiques. — Si le métamorphisme de terrains d'âge paléozoïque n'est pas démontré, mais est vraisemblable, notamment en ce qui concerne le Permien, *celui de terrains mésozoïques et même éocènes inférieurs est assuré* [1]. L' « Algonkien » de Piroutet doit donc être rejeté. Cette conclusion est en harmonie avec les données récentes sur l'âge des terrains métamorphiques dans le Pacifique sud-occidental, depuis l'Antarctide jusqu'à l'orogène des Moluques et même jusqu'à la Birmanie.

En Nouvelle Calédonie le front du métamorphisme est monté à des hauteurs variables dans la colonne sédimentaire. Dans la partie méridionale de l'arc métamorphique septentrional (Congo-Kamendoua), et sans doute aussi dans les masses métamorphiques plus méridionales, son ascension s'est arrêtée dans la « formation des grauwackes » et, en divers points, au-dessous du Trias supérieur. Il a été stoppé à la suite de l'orogénèse de la Congo (peut-être cimmérienne jeune), c'est-à-dire bien avant l'orogénèse alpine. Dans le N au contraire, il n'aurait pas cessé de monter dans une colonne sédimentaire très monotone et continue, jusqu'à l'Éocène I [2]. Beaucoup de données complémentaires, qui seront peut-être apportées par les autres membres de la mission, et d'études de détail manquent pour donner, de ce métamorphisme, un tableau harmonieux.

Dans le N, la répartition zonale régulière du métamorphisme glaucophanitique laisse à penser que celui-ci serait postérieur au gros de l'orogénèse. Mais cette hypothèse reste à examiner avec soin.

B. Pétrologie des terrains métamorphiques. — 1. Aux différences d'âges des terrains métamorphiques dans les deux régions examinées correspondent de très nettes différences pétrographiques. Dans la Congo et la Kamendoua, et aussi plus au S, abondent des schistes chloriteux à épidote, supposés formés à partir de grauwackes. Glaucophane et lawsonite y sont tout à fait rares. Ils sont très comparables aux roches de la « chlorite-zone » de l'île du Sud de la Nouvelle Zélande, dérivant également de grauwackes, et antérieures à l'orogénèse du Jurassique terminal. Cette série rappelle aussi les faciès amphibolite et amphibolite à épidote de Kabaena et de Célèbes, d'âge également pré-alpin.

Ainsi les terrains métamorphiques les plus anciens, antérieurs au cycle alpin, présentent bien aussi le degré de métamorphisme le plus profond.

2. Dans le N, sur la rive gauche du Diahot, où rien n'autorise jusqu'à nouvel ordre à distinguer deux cycles orogéniques, la succession paramétamorphique comporte essentiellement des schistes sériciteux. Le métamorphisme a donc affecté ici une colonne sédimentaire essentiellement argileuse et phtanitique et calcaire au sommet. On ne voit pas trace de la formation des grauwackes. La succession orthométamorphique, sur la rive gauche du Diahot, met en évidence une *zonalité minéralogique* : apparition de la pumpellyite au-dessus de, et avant, la lawsonite, et de celle-ci avant l'épidote ; apparition du pyroxène aegyrinique au-dessus de, et avant, la glaucophane et de celle-ci avant l'amphibole non sodique (hornblende).

1. Il est vrai que H. I. Jensen [*1936*] a fait la supposition de l'âge mésozoïque des terrains métamorphiques. R. Pomeyrol [1951, p. 273] le rappelle, en considérant cette hypothèse comme « séduisante » mais sans indiquer le contexte.

Or, Jensen n'a pas apporté d'argumentation en faveur de cette manière de voir et, d'autre part, s'il considère les terrains métamorphiques comme mésozoïques c'est aussi, en partie, qu'il oublie l'existence de terrains cénozoïques, pourtant bien démontrée par Piroutet. A ce compte on pourrait aussi attribuer la paternité du Miocène néocalédonien à Jensen puisque celui-ci a écrit que, dans le S de l'île, « le Miocène recouvre la serpentine ». En fait, presque tout, dans la note de Jensen, reste sous forme d'assertions.

Nous rappelons qu'Arnould, Avias et nous-même avons apporté une première esquisse de démonstration de l'âge mésozoïque et cénozoïque des terrains métamorphiques dès 1949 [O. R. S. C. *Courrier des Chercheurs*, p. 39-40].

2. Voir les réserves faites dans les notes des pages 166 et 170.

Le trait sans doute le plus marquant de cette zonalité est la possibilité de la mise en évidence *cartographique*, pour la première fois semble-t-il, d'une limite supérieure, d'un *front des glaucophanites à lawsonite*. Cette limite supérieure de stabilité de la glaucophane et de la lawsonite est également valable dans les paraschistes. *Ainsi se trouve parfaitement démontrée l'individualité du faciès glaucophanique et notamment de son subfaciès : glaucophanite à lawsonite.*

C. Temps et propondeur. — La confusion apparente des vocables chronologiques et spaciaux dans les écrits de divers pétrologues, par exemple dans ceux relatifs aux roches glaucophaniques, dont j'ai cité plus haut des exemples (p. 161), traduit une réalité qui n'a sans doute pas été assez clairement soulignée. La succession verticale, de haut en bas, reproduit la succession chronologique des minéraux et des faciès métamorphiques. Il en est ici comme en métallogénie où l'ordre de succession (paragénèse) dans *un* échantillon de minerai reproduit souvent la répartition zonale dans les corps métallifères ou les districts minéralisés. Inversant une formule biologique on pourrait donc dire que la « zonéographie des terrains métamorphiques récapitule leur ontogénie ».

Une application importante est la suivante. Lorsque, dans un secteur limité, des faciès de profondeur tout à fait différente se trouvent en contact ou à proximité immédiate, et qu'il n'est pas possible de donner de ce fait une explication tectonique, *le faciès le plus profond est nécessairement le plus ancien.*

J'ai naguère, sans l'exprimer sous une forme aussi générale, utilisé ce critère pour montrer l'existence d'au moins deux mises en place de roches basiques dans les schistes lustrés du Queyras [*Routhier, 1944*]. Dans cette région il se trouve confirmé par le recoupement, bien entendu très local, de la génération supposée ancienne par celle supposée plus récente. Suivant les cas, on pourra donc utiliser les faciès de profondeur à des constructions tectoniques ou à des reconstitutions historiques.

Ces observations, encore qu'elles relèvent du simple bon sens, et aient certainement été souvent « intuitivement » mises en œuvre, n'ont sans doute pas été utilisées assez pleinement pour la reconstitution de l'histoire magma-orogénique des chaînes de montagne.

GISEMENTS MINÉRAUX ASSOCIÉS AUX TERRAINS MÉTAMORPHIQUES (Appendice). — Parmi les gisements métallifères non affiliés aux péridotites ceux qui sont associés aux terrains métamorphiques semblent les plus susceptibles de présenter un intérêt économique, bien que l'attention se soit détournée d'eux depuis plusieurs décades.

Ce sont, en tout premier lieu, des gîtes B P G C mésothermaux, surtout fréquents et connus dans les terrains métamorphiques du N. Exceptionnellement, semble-t-il, les pyrites furent assez aurifères pour pouvoir être exploitées dans la zone d'oxydation. Beaucoup plus rarement on peut rencontrer, dans les séricitoschistes, des indices hydrothermaux de manganèse.

Des filons de quartz à rutile semblent présenter des relations avec les roches basiques métamorphisées, et notamment avec les glaucophanites. Ils n'apparaissent pratiquement pas dans la région que nous avons étudiée mais dans les portions plus orientales et plus profondes du complexe métamorphique.

Un indice de barytine a été relevé dans les séricitoschistes. Enfin, nous annonçons l'existence d'un gisement d'*itabirite* chloriteuse, dont l'examen économique reste à entreprendre.

1. Gisements mésothermaux B P G C. — Du point de vue géologique il n'y a pas de raison valable de les dissocier en gîtes plombo-zincifères, gîtes de cuivre, et gîtes de pyrites aurifères bien que, du point de vue pratique, leurs dominantes les caractérisent comme tels. La grande majorité des mines et indices connus dans les terrains métamorphiques sont situés dans la vallée du Diahot, aux environs d'Ouégoa (f. 2 et f. 1).

a) *Relations de position par rapport aux roches basiques.* — Sur la rive gauche, plusieurs des minéralisations connues sont situées à proximité très immédiate de lentilles de roches basiques, et aussi bien des dolérites à pumpellyite à peine transformées (mine Ao) que des « types verts » : para ou métadolérites riches en pumpellyite, avec un peu de lawsonite et d'aegyrine (mine Pilou), et des « types bleus » : glaucophanites à lawso-

nite. La constance de ces minéralisations, surtout cuprifères, dans les régions richement injectées de roches basiques, *quel que soit le stade de transformation de celles-ci*, n'est pas sans intérêt pour confirmer la parenté étroite de toutes ces roches basiques.

Il faut préciser ce qu'il y a lieu d'entendre par proximité. A la mine de plomb et zinc Mérétrice, le minerai exploité en carrière était situé à 3 ou 4 m *au toit* de la roche verte. A la mine de cuivre Pilou, le filon « Herbert » suivait régulièrement, à 4 ou 5 m de distance, le toit d'un sill de roche verte à pumpellyite. A la mine de cuivre Ao, tous les travaux de recherches sont situés à une distance moyenne d'environ 20 à 25 m d'une lentille de dolérite à peine transformée.

Mais ces indications intéressantes ne peuvent être généralisées. Si l'on se déplace du SE au NW, depuis la grande boucle de la rivière Diahot, entre la Fern-Hill et S^{t} Ferdinand, jusqu'à Balaguet, sur la rive sud-ouest de la baie d'Harcourt, les indices actuellement connus sont loin de montrer tous, à l'affleurement, une telle relation de proximité avec les roches ignées. Ainsi les mines ou indices Fern-Hill, Trimas, Folle, Élise, Moustache, ne montrent pas cette relation.

Cependant les faits suivants semblent frappants :

— aucune minéralisation importante n'a encore été mise en évidence au mur des roches vertes et les deux groupes d'affleurements les plus prometteurs, qui ont été le point de départ de deux exploitations véritables : Mérétrice et Pilou se situaient *à quelques mètres au toit* des roches vertes. Jusqu'ici, parmi les minéralisations à grande distance (apparente) des roches vertes, seule la Fern-Hill (pyrite aurifère) a révélé un intérêt.

Il semble donc bien qu'il existe une certaine corrélation entre la position des minéralisations et celle des roches vertes.

S'il n'est pas possible d'y voir une règle assez générale pour servir de guide inflexible à la prospection, c'est néanmoins une indication utile, qui sera d'ailleurs discutée par Arnould pour ce qui concerne les gisements de la rive droite.

Du point de vue génétique, une telle corrélation implique pour le moins un contrôle structural commun ayant dirigé la localisation des roches vertes et des minéralisations. Mais il semble aussi très difficile d'échapper à l'idée d'une *affiliation* entre les roches vertes et les minéralisations, car on ne voit pas à quelles autres montées ignées ces dernières pourraient être apparentées. Cette affiliation me paraît aussi évidente ici qu'à Saint-Véran, dans les Hautes-Alpes [1] [*Routhier, 1946*].

Nous noterons encore que les indices et mines s'alignent tous, dans l'ensemble, en direction SE-NW, sauf la Fern-Hill, orientée NNE-SSW, qui correspond à une grande torsion des lignes structurales, torsion suivie par le front des glaucophanites et que l'on retrouve sur la rive droite. Il est difficile de considérer comme un phénomène fortuit cette concentration de pyrite aurifère dans la zone de torsion.

Pratiquement toutes les minéralisations, sauf les croiseurs de la Fern-Hill et de la Pilou, sont concordantes en direction et pendage avec les séricitoschistes encaissants.

Enfin, il est remarquable qu'aucune minéralisation n'ait été signalée, ni rencontrée par nous dans les alignements de calcaires éocènes métamorphiques ; ceux-ci ne semblent avoir été l'objet d'aucune substitution.

b) *Minéralisation et intérêt économique.* — La minéralisation hypogène comporte essentiellement : blende-galène (argentifère)-chalcopyrite-pyrite (aurifère à la Fern-Hill), dans une gangue essentiellement quartzeuse, mais quelquefois un peu carbonatée.

Je me limiterai à indiquer ici que mes observations, les connaissances sur les minerais laissés en profondeur, la concentration géographique des indices, la compilation des anciens documents et de l'histoire économique des mines du N, m'ont convaincu qu'il serait tout à fait injustifié de dire *a priori* que les mines de plomb, zinc et cuivre de la vallée de Diahot ont été abandonnées parce que leur valeur était notoirement insuffisante. Cette valeur doit être entièrement réenvisagée.

Nos conclusions sont, au total, assez encourageantes et nous pensons pouvoir recommander un nouvel effort de prospection profonde, à condition, bien entendu, que cet effort ne reste pas sporadique et décousu comme par le passé et qu'il s'appuie, financièrement, comme le bon sens l'ordonne, sur les minerais de nickel et de chrome. Cette conclusion ne peut être dissociée des résultats d'Arnould, car c'est à l'échelle de tout le district minéralisé du Diahot que la question doit être envisagée.

1. Lacroix [1942, p. 96-97] a justement souligné que les gisements sulfurés du N ne présentent pas de connexion *nécessaire* avec les roches à *glaucophane*. Mais leur présence à proximité étroite de celles-ci n'est pas, comme il l'écrit, « une simple coïncidence » ; ce n'est qu'une conséquence du fait général que les sulfures sont affiliés aux roches basiques, comme à Vezzani [*Orcel, 1924* et *Netelbeek, 1951*] et à Saint-Véran — quel que soit le degré de métamorphisme de ces roches basiques, qui est un phénomène surajouté.

Heurteau [1876, p. 65] n'avait vu que la connexion — secondaire — avec les roches à glaucophane mais Glasser [1904, p. 347] avait déjà fort bien soupçonné la connexion — primitive — avec les roches vertes diabasiques.

2. Gisements hydrothermaux de manganèse. — Nous n'en avons relevé qu'un indice véritable dans notre secteur. C'est celui dénommé « Farandole », dans les séricitoschistes de la presqu'île d'Arama, à environ 2 km au NW du mont Paala. Ce qu'on en voit ne permet pas de porter un jugement sur son intérêt.

3. Titane (rutile). — Nous ne connaissons guère, sur la rive gauche du Diahot, de cristaux macroscopiques de rutile en roche. Cependant, sur la lentille de glaucophanite à lawsonite du bas Djavel, en bordure du marais du Diahot, nous avons recueilli un fragment de quartz avec empreinte striée d'un cristal de rutile. Et surtout, dans les fonds de batée des éluvions de la Fern-Hill, sa présence est constante, avec accompagnement occasionnel d'anatase, de brookite et de sphène. Il y est en concentrations beaucoup trop faibles pour être exploitables.

On peut donc dire que le rutile reste très peu abondant sur la rive gauche du Diahot mais sa présence ici est en accord avec la règle générale suivant laquelle il se répartit dans l'aire des glaucophanites (voir études d'Arnould). Comme l'on peut déjà le déduire des études pétrographiques de Lacroix c'est un aspect d'« expulsion » du titane des roches basiques, manifestement connecté au métamorphisme [1].

4. Barytine. — Je ne puis en mentionner qu'un très petit indice sur un mamelon de séricitoschistes, entre deux lentilles de roche verte, à environ 800 m au SW de Noet.

5. Fer : « itabirites » chloriteuses. — Nous n'en connaissons en place qu'un gisement à la concession « Bataille », au S[t] Poanishaleu, sur la ligne de partage des eaux entre rivières Congo, Kamendoua et Tipindjé. Nous avons décrit ce que nous en avons vu au cours de l'étude des terrains métamorphiques (voir p. 156). Nous avons signalé l'extension de ces itabirites (300 m de long sur la crête) et la probabilité de l'existence de roches comparables dans d'autres régions métamorphiques à schistes chloriteux. Sur leur composition chimique nous n'avons encore aucune donnée.

Nous livrons ces indications aux prospecteurs, bien que nous ne nous fassions pas d'illusion sur l'intérêt pratique éventuel de nouvelles découvertes. Les terrains métamorphiques favorables occupent, en effet, le plus souvent, des régions internes, accidentées et à 20 ou 25 km à vol d'oiseau de la mer. Il faudrait donc de gros gisements, présentant des qualités physiques et chimiques éventuellement propres à rectifier les défauts des minerais de fer latéritiques. Enfin, il faudrait surtout que le fer néocalédonien en général soit assuré de débouchés.

La question mérite cependant d'être examinée d'un peu plus près.

1. Lacroix [1941, p. 79] a noté que « le rutile et le sphène sont souvent les minéraux néogènes les derniers formés ».

LES PÉRIDOTITES ET SERPENTINES

Sommaire. —1. Une attention particulière est portée sur les *formes et les relations géologiques* des massifs constitués par ces roches, car celles-ci ont été complètement méconnues par la majorité des auteurs antérieurs.

Nous distinguons : *a*) des massifs « recouvrants », de beaucoup les plus vastes. Ils reposent, par la majeure partie de leur surface basale, sur les basaltes paléogènes, mais ils peuvent entrer en contact avec des terrains antérieurs, Éocène I et formation à charbon.

b) Des massifs et fils « inclus » : laccolites, sills, filons-couches, dans presque toutes les formations.

Les appareils du deuxième type ne constituent ni des apophyses, ni des racines de ceux du premier type ; du moins n'avons-nous jamais pu mettre en évidence entre eux une liaison vraiment indubitable. Les contacts des uns et des autres avec les terrains voisins sont examinés. Le métamorphisme de contact, qui a sans doute pu nous échapper dans beaucoup de cas, en raison des conditions d'observation souvent difficiles, est en tout cas certainement très réduit. On donne une description préliminaire des cas observés et de quelques carbonatites magnésiennes (giobertite) d'origine hydrothermale et probablement connectées aux serpentines de la haute Congo.

2. *a*) Une brève récapitulation des données pétrographiques antérieures (dues surtout à Lacroix) permet de grouper les matériaux récoltés. Quelques compléments sont apportés, notamment sur les roches leucocrates alcalines : albitites et pegmatite à tourmaline, qui ne peuvent être considérées comme des fragments du substratum, mais font partie intégrante du cortège péridotique.

L'attention est attirée sur l'absence de toute transformation minéralogique dans les ouénites et les gabbros et diorites à hornblende, indemnes de saussuritisation et de glaucophanisation. Par comparaison avec l'évolution des dolérites de la série métamorphique du N de l'île, il semble que l'histoire de ces roches feldspathiques du cortège péridotique se soit déroulée sous faible couverture.

b) L'étude préliminaire de l'architecture des massifs péridotiques : rubanement, directions de rubanement et de joints, orientation de certaines chromites, dans le massif de Tiébaghi, fait apparaître une connexion entre l'orientation à l'échelle du réseau cristallin (chromite), à l'échelle de l'affleurement (rubanement) et à l'échelle de la masse géologique (direction de plus grande fréquence du rubanement et des joints).

3. Aux fins de discussion sur la genèse il est rappelé que la plus grande part des antigorites des roches ultramafiques néocalédoniennes est certainement postérieure au péridot et au pyroxène. Ce sont donc bien des péridotites « serpentinisées » et non des serpentines « péridotisées ».

4. L'âge de ces roches est discuté. On peut tenir pour certain qu'aucune n'a été dénudée avant l'Éocène II (Éocène supérieur). L'âge de la majorité d'entre elles, et surtout des massifs recouvrants, est probablement oligocène (sous réserve de l'attribution du Miocène de Népoui à l'Aquitanien-Burdigalien).

5. Les interprétations génétiques transformistes qui ont été proposées pour des péridotites (et roches basiques) de divers points du monde sont passées rapidement en revue. On discute l'hypothèse récemment avancée par Avias, qui ne tient notamment pas compte de l'existence des grands massifs recouvrants.

L'auteur estime, en fin de compte, qu'il n'y a, en Nouvelle Calédonie, aucune raison pour abandonner la conception magmatiste, à la condition qu'à « magma » ne s'attache plus la notion simpliste — et désormais puérile — de bain fondu. Il y a fortement lieu d'envisager que : 1) beaucoup d'appareils « inclus » sont intrusifs dans une formation ou à la limite de deux formations ; 2) les « fils » dans les basaltes paléogènes font partie intégrante de leur émission ; 3) les grands massifs recouvrants représentent un énorme *épanchement fissural* dont la ou les racines devraient être cherchées sur la côte est ou en mer. Cet épanchement aurait pu être sous-marin.

A la différence de bien d'autres péridotites d'arcs insulaires celles de la Nouvelle Calédonie représentent une « bavure » de « magma péridotique primaire » *postérieure à la première déformation de leur substratum. Elles sont apparues tardivement par rapport au développement de l'orogénèse cénozoïque.*

***

Introduction. — Ce chapitre pourrait donner lieu à des développements considérables, et ceci pour diverses raisons : la richesse de la bibliographie pétrographique sur les péridotites en général, la difficulté des problèmes génétiques posés par ces roches et les controverses nombreuses auxquelles elles ont donné et donnent lieu. Nous avons estimé devoir rester fidèle ici à l'un des principes directeurs de cet ouvrage, à savoir : donner la préséance aux observations vérifiables sur les interprétations. Cependant, nous ne pouvions ignorer certaines théories récentes qui font une large part à une imagination assez facile et à une certaine « mode » et refuser totalement de nous prononcer sur ces théories. Cette attitude serait d'autant plus injustifiée que, par la disposition et aussi l'extension de ses massifs péridotiques, la Nouvelle Calédonie semble représenter une région assez singulière du globe. A lui seul, le fait que certains grands massifs sont postérieurs au gros de l'orogénèse, stimule l'intérêt et modifie passablement les schémas classiques de l'évolution « magma-orogénique ». Néanmoins, nous n'avons pu accorder aux théories la place que l'intérêt des problèmes soulevés aurait peut-être justifiée. Ainsi avons-nous complètement laissé de côté des problèmes tels que l'origine de l'eau, sur lesquels nous exprimerons plus tard notre opinion, à la lumière de l'expérience néocalédonienne et alpine.

Répartition géographique. — A elles seules les péridotites et serpentines forment environ un tiers de la surface de l'île, soit environ 6.000 km². Leur relief vigoureux, rompu par des surfaces horizontales ou à faibles pentes couvertes de terres et de cuirasses ferrugineuses, confère à l'île son cachet particulier. En dehors de la chaîne cristallophyllienne du NE, les plus importants châteaux d'eau sont les grands massifs péridotiques.

Le plus important est le massif du S, long de 110 km au moins sur la « Grande Terre » (Nouvelle Calédonie proprement dite), sans compter la longue pointe qui, longeant la côte est, le prolonge de Thio à Monéo, sans compter aussi l'île des Pins. Au total, si l'on inclut cette dernière, qui représente peut-être un fragment directement adhérent au massif du S, la longueur totale serait, à partir de Thio seulement, de l'ordre de 180 kms. Si l'on exclut les masses ultramafiques des vieux socles et si l'on ne considère que celles des chaînes plus récentes, ce massif semble bien être l'un des plus grands du monde, sinon le plus grand. Seuls certains de Cuba et de Célèbes peuvent le concurrencer. C'est aussi le plus intéressant par sa variété lithologique. On y rencontre, en effet, des gabbros dénommés « ouénites » par Lacroix, des roches granitiques dans la région de Saint-Louis et au mont Koum et même des pegmatites à tourmaline dans le massif du Dzumac, en plus des types de roches feldspathiques communs à tous les massifs néocalédoniens. Sa description en sera donnée par Arnould et Avias.

Dans mon secteur, les massifs péridotiques constituent des masses beaucoup moins volumineuses. La plus importante, le massif Kopéto-Boulinda, ne dépasse pas 36 km suivant son plus grand diamètre. Du S au N ce sont les massifs suivants : Téné, Mé Boa — Mé Maoya, Kopéto — Boulinda, Koniambo — Katépahie, Tchingou et Oua — Tilou, Homedeboa — Taom et voisins, Kaala, Tiébaghi, Poum, île Yandé. Plus au N nous n'avons malheureusement pas pu explorer le groupe des îles Belep, en majeure partie, sinon totalement péridotiques.

Nous n'avons pu nous livrer partout en détail au lever interne de ces massifs et avons estimé plus fructueux, plutôt que de les parcourir tous à large maille, d'élucider avec soin une partie d'un massif particulièrement important du point de vue économique : celui de Tiébaghi. Cette étude sera relatée dans un autre ouvrage (Gisements minéraux), mais je donnerai déjà ici quelques indications sur sa structure.

Nous avertissons dès maintenant qu'ici, comme ailleurs, il n'est guère possible de distinguer radicalement des péridotites franches et des serpentines franches. Les péridotites franches, et tout particulièrement les dunites, ne constituent jamais des unités indépendantes mais seulement des sortes de « nuclei » à l'intérieur de masses plus ou moins serpentineuses. Nous emploierons toujours le terme péridotite pour les types où

l'on peut reconnaître, à l'œil nu ou au microscope, d'abondants minéraux non hydratés : olivine et (ou) pyroxène orthorhombique ; la teneur en antigorite pouvant y être fort variable. Il faut noter d'ailleurs que si les dunites absolument dépourvues d'antigorite existent bien, leur volume est certainement infime par rapport à celui des harzburgites peu ou prou serpentineuses [1].

A l'autre pôle, les serpentines franches, totalement constituées d'antigorite, sont fréquentes, soit dans les parties disloquées des grands massifs, soit dans les contacts de corps de chromite (« serpentines congénères », voir p. 218), soit surtout dans les petits massifs ou fils du type « inclus ». Il est évident que la distinction péridotite-serpentine est arbitraire, tous les termes de passage étant possibles et pouvant être rencontrés dans le même massif, et qu'elle dépend de l'échelle à laquelle on se place. Néanmoins on peut, sans trop d'arbitraire, appliquer le terme de péridotites aux grands massifs, et de serpentines aux petites masses qui sont très fréquemment entièrement serpentineuses.

I. Formes et relations des massifs ultrabasiques.

Travaux antérieurs sur la disposition des péridotites. — L. Pelatan [1892, p. 37] a certainement été le premier à reconnaître les relations de certaines péridotites avec les terrains au contact dont il notait l'enfoncement sous celles-ci au Mont Dore, au S de Nouméa. Cet auteur considérait les serpentines comme des roches d'épanchement [2]. Puis Glasser [1904, p. 57 à 60], d'un coup d'œil très sûr, avait vu que les massifs péridotiques étaient comme « posés » et avançait avec assez de prudence la suggestion d'un gigantesque charriage. On reste confondu qu'en développant son immense labeur, Piroutet [1917, p. 248-259] ait pu méconnaître aussi radicalement la véritable disposition des péridotites. « La question ne se poserait même pas », écrit-il [p. 248] en critiquant Glasser, et « elles se présentent bien en place en massifs et en bandes à l'état intrusif » [p. 249] ; « nulle part je n'ai pu observer de terrains sédimentaires s'enfonçant en réalité sous un massif de serpentine » et « j'ai même pu constater que la ligne de contact entre les terrains sédimentaires et les serpentines est parfois presque verticale » [p. 250]. L'erreur de Piroutet est donc sans ambiguïté [3]. Elle a d'ailleurs été reprise par A. Heim [1922, p. 246-253] qui, ayant pourtant vu le massif Kaala-Gomen, très typiquement recouvrant [4], écrit que les massifs de serpentines sont des intrusions autochtones. De Chételat [1947, p. 113] écrit : « nous supposons que la péridotite s'est mise en place en venant de la profondeur et en traversant les terrains sédimentaires ». Il partage donc pour l'essentiel l'opinion de Piroutet. Enfin, Avias [1949 *a*, p. 441] écrit « *reposent sur* » sans aucune mention de l'origine de cette observation, en y ajoutant par les « ..... » un caractère peut-être dubitatif et n'en tient pratiquement aucun compte dans son hypothèse solido-métasomatiste [5].

Il est tout à fait surprenant que toute une succession de géologues ait commis une si évidente erreur et que seuls deux ingénieurs des mines (Pelatan et Glasser), pour lesquels ce genre de problème n'était que secondaire, aient vu très justement la position géométrique des péridotites.

En fait, la cartographie la plus grossière d'un massif quelconque de la côte ouest entre Bourail et Koumac est pourtant assez démonstrative. Sur le schéma à un millionième de Piroutet, l'allure mollement arrondie des massifs occidentaux, contrastant bizarrement avec l'élongation générale des plis, aurait pu laisser vaguement pressentir l'indépendance des massifs péridotiques par rapport aux structures d'ensemble.

Pour la commodité de l'exposé et aussi parce que cette division correspond, à notre avis, à

1. Nous écrivons provisoirement « serpentineuse » par souci d'objectivité car la « serpentinisation », pour vraisemblable qu'elle soit et qu'elle nous apparaisse dans le plus grand nombre de cas, a été contestée. On a pu, à rebours, suggérer sur des bases d'ailleurs essentiellement expérimentales, la formation de péridot et de pyroxène à partir de l'antigorite. Pour la même raison nous ne parlerons pas de minéraux « résiduels ». Ainsi nous essaierons d'éliminer le plus possible les notions génétiques tacitement sous-jacentes à trop de vocables pétrographiques et qui finissent par oblitérer la vue dans les discussions.

2. « Opinion sur quoi il n'y a pas lieu d'insister » écrit Lacroix [1942, p. 6]. Or, c'est précisément à cette opinion que nous allons revenir.

3. Cependant W. N. Benson [*1927*] a qualifié les conclusions de Piroutet de « masterly »...

4. La coupe du Mont Kaala à la rivière Buàdio donnée par cet auteur figure un contact très redressé entre « serpentines et Éocène » et ne montre nullement les relations entre basaltes paléogènes et roches ultrabasiques. L'enfoncement des basaltes sous les péridotites est pourtant remarquablement clair aux flancs nord-ouest et sud-est de ce massif.

5. Nous avons reconnu cette disposition recouvrante dès nos premières tournées et l'avons signalée dans un rapport interne de notre mission dès avril 1947. Elle fut rapidement confirmée par les observations d'Arnould et publiée en 1949 (O. R. S. C., *Courrier des Chercheurs*, p. 40).

une distinction importante qui doit être prise en considération dans les conceptions génétiques, nous allons considérer isolément deux types d'« appareils » péridotiques ou serpentineux : A) des massifs « recouvrants », B) des massifs ou fils « inclus », engagés dans les terrains voisins et, selon toute vraisemblance, intrusifs. Nous ferons dès maintenant cette réserve que les fils serpentineux dans les basaltes paléogènes peuvent bien aussi être considérés comme faisant partie intégrante du cortège extrusif.

A. *LES MASSIFS RECOUVRANTS.* 1. Preuves du recouvrement. — Mieux que de longs développements, la carte géologique au 100.000e, actuellement en préparation, le montrera clairement, Nous y joindrons la reproduction d'une photographie aérienne oblique (Pl. XXI, fig. 1). Elle montre les massifs péridotiques de la région d'Ouaco isolés comme des chapeaux recouvrant les coulées basaltiques paléogènes. Ils apparaissent indubitablement comme les témoins d'une ancienne couverture primitivement continue, ou du moins plus étendue, profondément entamée par l'érosion. D'autres planches, destinées à illustrer aussi d'autres faits géologiques ou morphologiques, montrent également bien cette superposition des péridotites. Par exemple celle du bassin de Poya, vu du NE (Pl. XVII) et celle du bassin de la rivière du Cap (Pl. XVIII) sur laquelle on aperçoit, à l'arrière-plan, le massif Mé Boa — Mé Maoya au-dessus des collines basaltiques claires. Nous citerons encore le profond rentrant des coulées paléogènes dans la vallée de la Kaouméré, entre Poya et Bourail (f. 5, fig. 19 A et Pl. XXI, fig. 2), et le plateau de Tiéa, lobe presque détaché du grand massif du Kopéto (Pl. XX et fig. 20 A). Il semble inutile de multiplier les exemples.

Bien que l'observation du terrain nous paraisse suffisamment convaincante il est intéressant de souligner que, dans un rapport inédit, Mlle Y. Crenn (Section de Géophysique de l'I. F. O.) [1953] a pu, en tenant compte de notre interprétation, expliquer bon nombre des mesures gravimétriques et magnétiques qu'elle a effectuées.

Ainsi [p. 32] : « il semble donc que, conformément au schéma de P. Routhier, le plateau de Tiéa soit recouvrant sur les autres terrains ». Pour le massif de Tiébaghi, dont nous admettons que la surface basale est très ployée (voir p. 180 et coupe I) elle conclut [p. 29] : « il existe sous le dôme de Tiébaghi une épaisseur de péridotite de plus de 2 km ; au SW se trouvent, entre l'embouchure de la Koumac et Paagoumène, sur une profondeur de l'ordre du kilomètre, des terrains magnétiques, sans doute des basaltes. »

Certes, toutes les mesures de cette géophysicienne ne sont pas interprétables grâce à la seule considération des péridotites recouvrantes. C'est le cas, par exemple, du Kopéto où il existe un maximum gravimétrique de 30 milligals centré dans la région du mont Hilo. L'axe de cette bande positive se continue vers le NW à travers la plaine de Koné, essentiellement basaltique. Y. Crenn en conclut que si, conformément à notre interprétation, le Kopéto repose sur les terrains sédimentaires et volcaniques par un contact peu incliné, il faut admettre l'existence, sous ceux-ci, d'un dôme en forme de pli déversé vers le NE. On pourrait, à notre avis, imaginer également un corps de péridotite situé sous le Kopéto, mais indépendant de celui-ci et sans connexion directe avec lui. Notons que l'inclinaison de la structure supposée par Y. Crenn est bien conforme à celle des structures visibles dans le bassin de Koné (voir, par exemple, fig. 20 A).

2. La surface de base. — La superposition des péridotites présente des modalités variées suivant la forme de la surface de base.

a) *Dans la disposition que nous qualifierons de « primitive »*, la surface de base des péridotites est *plane ou à peine gauchie.* Elle est alors inclinée vers le SW suivant un angle assez faible, de l'ordre de quelques degrés. Rentrent dans ce cas : les massifs Kopéto-Boulinda, Koniambo-Katépahie, Homedeboa-Taom et autres massifs de la région d'Ouaco, et Kaala (bord nord-ouest) [1].

b) *Dans une disposition que nous qualifierons de « secondaire »*, la surface de base est manifes-

1. Et aussi bord sud-est, observations Arnould.

tement ployée en cuvette et les terrains au contact s'enfoncent de toute part sous cette cuvette. Les fermetures périsynclinales de cette cuvette ne sont pas clairement visibles sur la carte géologique faute d'un fond topographique en courbes de niveau. Rentrent dans cette catégorie les massifs : Mé Boa-Mé Maoya, Tiébaghi et Poum.

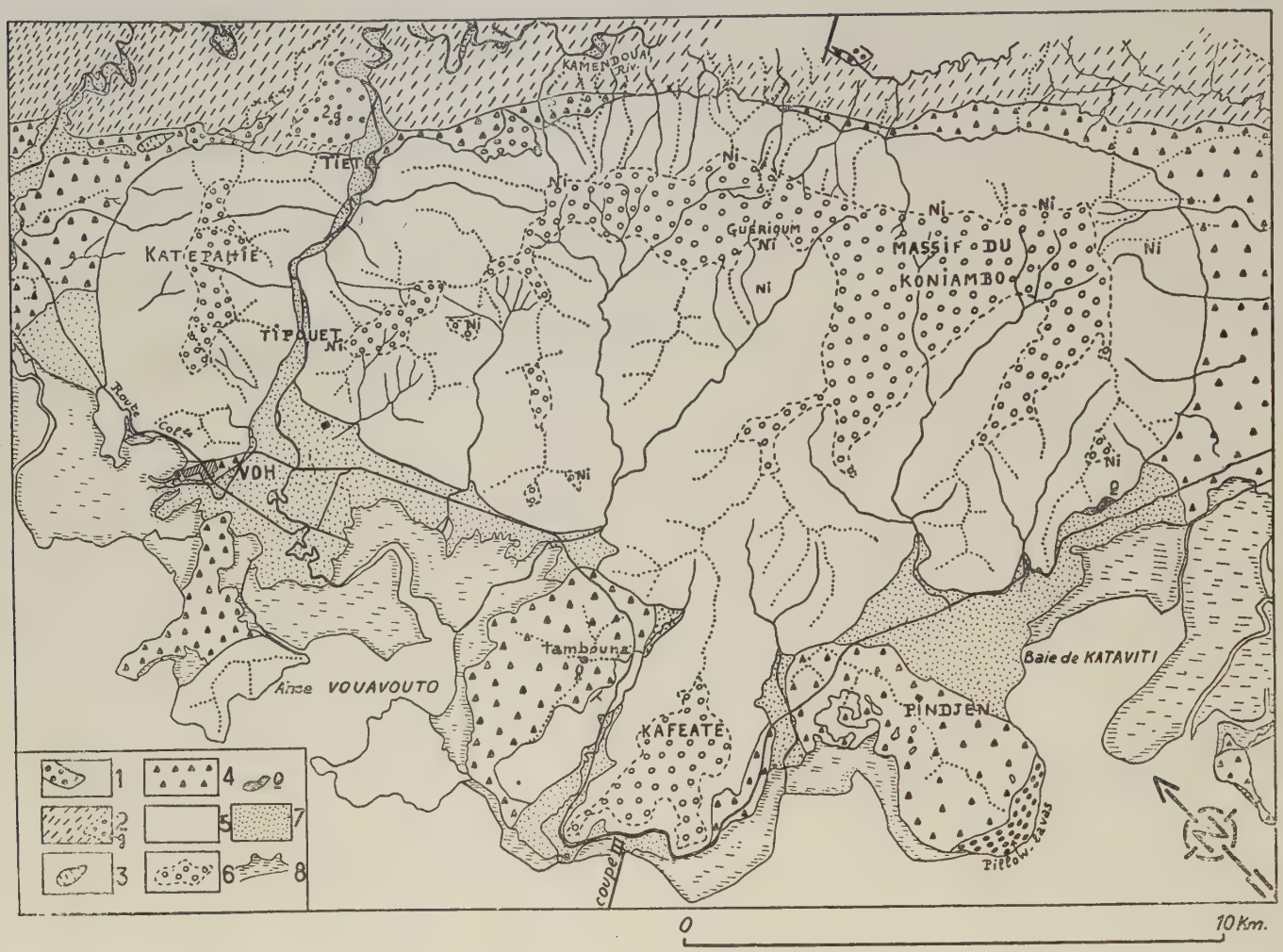


FIG. 17. — Le massif péridotique du Koniambo-Katepahie.

1 : Formation de la Congo. — 2 : Formation à charbon ; g : grès dans cette formation (Tiéta). — 3 : Éocène I (calcaires) ; un seul affleurement à l'angle nord du Katepahie. — 4 : Basaltes paléogènes ; à Pindjen : pillow-lavas sous un figuré spécial. — 5 : Péridotites, serpentines. — 6 : Latérites ferrugineuses en place ; sur le massif du Koniambo leur limite inclut en réalité de nombreuses « têtes » péridotiques. — Q : Quartz en lit ière des péridotites et au S^t Tambouna. — 7 : Alluvions, principalement latérites ferrugineuses. — 8 : Marais.

On notera, derrière le massif du Koniambo, les « cornes » de basalte. Sur une faible longueur, les péridotites viennent au contact de la formation à charbon. Les péridotites du plateau du Kaféate (au SW), le mince feuillet serpentineux montant vers le S^t Tambouna (ou Pain de Sucre) et le chapeau quartzeux de ce sommet représentent des témoins d'une plus large extension des péridotites. Le massif porte des reliques étendues de la pénéplaine latéritique du cycle I ; l'altitude de cette pénéplaine varie d'environ 900 à 800 m du côté nord-est à 200 m du côté sud-ouest (plateau du Kaféate). Dans sa portion élevée cette pénéplaine est fortement bosselée, car elle a été attaquée lors des phases II et III. Presque tous les gisements de nickel (Ni) anciennement exploités (on n'en a figuré ici qu'un petit nombre) sont situés en lisière des latérites.

Celui de Tiébaghi en particulier mérite qu'on s'y arrête (f. 1 et 2). En fait, on ne peut voir son contact avec les terrains sédimentaires, Éocène I et formation à charbon, que sur son bord nord-est et seulement en affleurements discontinus. Très généralement ceux-ci plongent à 50-70° sous la surface de base, pareillement inclinée. A sa pointe sud-est et sur son bord occidental, les roches en place sont complètement masquées par des éboulis, par des terres rouges ou par des

sables coquilliers récents, soulevés, et il n'est pas possible de voir un contact avec une autre formation [1]. De même une très grande partie des contacts du massif de Poum est masquée ; cependant, sur son bord sud-est, notamment au vallon dit « des Goyaves », on voit très clairement les phtanites éocènes s'enfoncer à 50° sous les péridotites et harmoniquement, semble-t-il, par rapport à leur surface de base en ce point.

En première approximation, l'hypothèse la plus simple pour expliquer la dissemblance de ces diverses surfaces de base est d'imaginer que certaines ont été reployées par des mouvements postérieurs à la mise en place des péridotites tandis que d'autres restaient à plat. Ceci pourrait être dû à ce que tous les massifs ne sont pas rigoureusement contemporains ou à ce que, s'ils sont contemporains, les mouvements postérieurs à leur mise en place n'ont pas joué partout et, lorsqu'ils jouèrent, le firent avec des intensités variables.

c) *Gauchissements transverses.* — Faute d'un bon fond en courbes ils n'apparaissent pas très clairement sur la carte. Cependant, certains sont observables sur le terrain. Par exemple, dans le haut bassin de Népoui (limite f. 4 et f. 5).

La formation à charbon s'enfonce sous le massif péridotique du Kopéto. Un peu au SE du S^t 183, sur la rivière Ouaté, une tranchée de la piste de Népoui entaille la formation à charbon, avec petits lits siliceux, plongeant doucement au NW sous les péridotites des S^{ts} Ponatapoué et Aiguille de Muéo. Au même niveau, et de l'autre côté de la rivière, sont les péridotites *en place* du Tinédogo. De plus, on peut remarquer que l'inclinaison au SW de la surface de base n'est pas la même sur les deux rives de la rivière Ouaté. Sur la rive gauche (concession pour nickel *Trafalgar*) la surface de base présente un plongement nettement plus accentué que sur la rive droite.

Il y a donc là, soit une faille, soit pour le moins une flexure accentuée, sensiblement sur la place de la vallée et de direction SW-NE c'est-à-dire *transverse*, flexure qui ondule la surface de base des péridotites. Par rapport à l'allongement général des structures il s'agit d'une *ondulation axiale.* Fait intéressant : si l'on prolonge cette direction d'ondulation axiale vers le SW, on aboutit à la baie de Népoui et aux formations marines miocènes soulevées qui culminent dans la presqu'île de Népoui. On peut se demander si la flexure ne passerait pas à l'E de cette presqu'île et si la culmination du Miocène ne coïnciderait pas avec la surélévation de la masse Ponatapoué-Kopéto, par rapport à la partie orientale du massif du Kopéto. En direction NE on observe encore le surgissement rapide de la formation des grauwackes au mont Katepouenda, surrection qui pourrait être en partie liée à la flexure transverse ; mais ceci est très douteux et ne pourra être résolu que par des études plus détaillées sur une bonne base topographique (la base actuelle étant fort insuffisante dans cette région.)

Un peu plus loin au SE, au N de la mission de Nékliaï, la surface de base des péridotites d'Haïva plonge nettement avec une composante au NW. Elle s'élève nettement en direction du SE pour venir sensiblement au niveau de celle du Mé Ou, petit lambeau témoin entre le massif du Kopéto-Boulinda et celui du Mé Maoya. Il est asssez remarquable que la rivière Ouaté et la rivière Nékliaï, en amont de la mission du même nom, courent le long de ces ondulations transverses, d'ailleurs non nécessairement en leur point le plus bas.

Il est vraisemblable que ces ondulations axiales, peut-être très récentes — puisque peut-être postérieures au Miocène de Népoui — sont beaucoup plus nombreuses. Nous nous sommes borné à citer celles que la vision directe du terrain imposait le plus clairement, mais un fond topographique en courbes permettrait de suivre avec beaucoup plus de finesse les gauchissements de ces surfaces de base.

N. B. — Beaucoup plus loin au NE, l'île Ouvéa, la plus septentrionale des îles Loyauté, présente la forme curieuse d'un croissant avec un lagoon intérieur. Garnier [1867, p. 5] a indiqué qu'elle serait la seule des Loyauté où l'horizontalité des terrasses coralliennes n'a pas été respectée. Il n'indique pas comment pendent ces terrasses, mais il y a tout lieu de croire qu'elles sont inclinées vers le NW, vers l'intérieur du lagoon. Tout se passerait alors comme si l'île avait subi un mouvement de bascule autour d'un axe grossièrement NE-SW et approximativement normal à la direction générale des Loyauté et de la « Grande Terre ». Nous n'avons malheureusement pas pu étudier la géologie des îles Loyauté. Mais il y a là un point digne d'intérêt. Peut-être les gauchissements transverses que nous venons de citer correspondraient-ils à des faits structuraux

1. Y. Crenn [1953] admet l'existence entre l'embouchure de la Koumac et Paagoumène, sur une profondeur de l'ordre du kilomètre, de terrains magnétiques, sans doute des basaltes. Cette hypothèse est tout à fait plausible.

de beaucoup plus grande extension, mais de discrète amplitude. Ces directions transverses seraient aussi très approximativement parallèles à l'île du Sud de la Nouvelle Zélande.

Cette question est en fait beaucoup plus complexe car, en Nouvelle Calédonie, nous pouvons observer aussi des directions presque W-E dont la plus évidente est celle de l'arc métamorphique septentrional entre la haute Congo et la région Wagap-Cap Baye, très bien marquée en particulier par l'échine péridotique du Oua-Tilou et l'orientation du massif, également péridotique, du Tchingou.

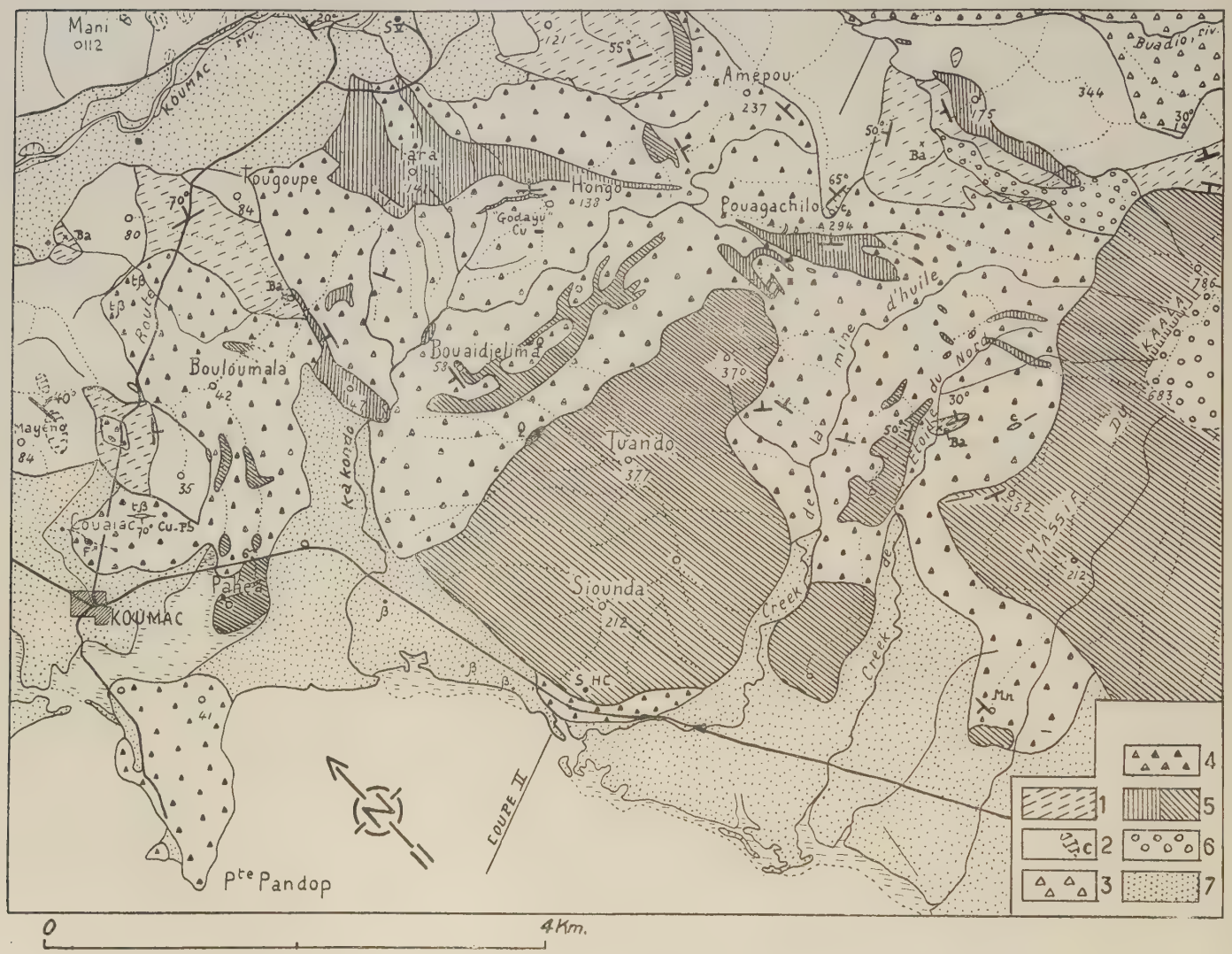


Fig. 18. — Carte d'une partie du bassin de Koumac, montrant deux types d'« appareils » ultramafiques.

1 : Formation à charbon (Crétacé) ; × Ba : rognons de barytine. — 2 : Éocène I, phtanites et calcaires (c) à *Globigerina* et *Globorotalia*. — 3 : Éocène II ? Brèches de la rivière Buadio. — 4 : Basaltes paléogènes ; tβ : tufs ; Cu : indices de cuivre ; F : Filon de quartz rubéfié du Couaiac, près Koumac (toute la pointe de Pandop, figurée en basaltes, est en réalité largement couverte d'un calcaire marin à *Globigerina*, soulevé, et de croûtes formées sur ce calcaire). — 5 : Péridotites et serpentines ; Q : Quartz en lisière de ces roches. — 6 : Latérites ferrugineuses en place (massif du Kaala). — 7 : Alluvions, principalement latérites ferrugineuses, et sables marins soulevés. — S : Sondages (2 seulement sur 5 ont été figurés). — HC : indices hydrocarburés (au pied du Siounda).

Les massifs du Kaala et du Tuando reposent sur les basaltes. Cependant au pied sud-ouest du Kaala, près du St 152, on rencontre des serpentines très redressées. De même au pied sud-ouest du Siounda, le contact avec les basaltes et les structures dans ceux-ci sont quasi-verticales, d'où l'allure rectiligne du contact (voir aussi coupe II). Les suintements de pétrole se localisent dans cette zone disloquée, qui semble prolonger vers le SE le percement d'Éocène et de Crétacé du St 35.

Les autres massifs, surtout serpentineux, présentent des formes et des orientations très variées ; ils sont très pincés dans, et plissés avec les basaltes. Sur le creek de l'Étoile du Nord, un percement de Crétacé, et, plus loin au SE, de calcaire rose à *Globorotalia*, et plusieurs fils serpentineux sont en nette disharmonie avec les surfaces basales du Kaala et du Tuando.

N. B. — Levers géologiques légèrement simplifiés, fond topographique allégé.

d) *Harmonie et disharmonie des surfaces de base.* — Un point important et qui soulève d'ailleurs quelques difficultés pour l'interprétation génétique, quelle qu'elle soit, est la *disharmonie* de certaines surfaces de base par rapport aux structures du substratum. On peut regarder cette disharmonie à diverses échelles.

A l'échelle de la carte d'ensemble, on est d'abord frappé de constater le contraste entre les plis serrés internes et le plongement régulier, à quelques degrés vers le SW, de massifs comme ceux du Kopéto-Boulinda, du Koniambo-Katépahie, de Ouaco. Rien qu'un coup d'œil sur la carte suggère que certains grands massifs péridotiques de la côte ouest n'ont pas suivi les déformations qui ont fait surgir l'orogène néocalédonien. Mais on remarque aussi que ces massifs reposent, par la majeure partie de leur surface, sur des coulées paléogènes. On peut dès lors se demander si ce substratum volcanique est plissé ou, au contraire, se conforme au régime calme de la surface basale. Or ce substratum est bien souvent plissé. S'il est difficile de reconnaître et surtout de suivre des structures dans les roches volcaniques seules — dont les affleurements frais sont très rares et qui se présentent le plus souvent altérés en une poudre brunâtre — les plis apparaissent clairement lorsqu'on suit les intercalations sédimentaires dans ces coulées : tufs « kaki », jaspes et argillites rouges, violacés, bruns, plus ou moins manganésifères. Ces intercalations y dessinent des fils étirés, redressés à la verticale ou plongeant sous des angles très variés. On peut les observer partout entre Bourail et Koumac, en particulier dans les talus de la route coloniale. Elles sont malheureusement incartographiables à l'échelle adoptée. De même les innombrables fils serpentineux inclus dans les coulées paléogènes permettent de mettre en évidence les plissements intenses que celles-ci ont subis. A cette échelle d'observation encore, on peut dire que, en dessous d'une surface calme, le substratum volcanique paléogène est fortement plissé.

Si maintenant nous cherchons des observations plus directes, donc plus convaincantes, de disharmonie, nous citerons par exemple une coupe observée sur la route de la carrière de nickel des « Pin-Pin » (exploitée entre Poya et Népoui). On observe vers la cote 200 (fig. 19 B) plusieurs pincées de jaspe brun intercalées dans les basaltes et redressées *à la verticale*. Environ 30 m plus haut, un lacet de la route traverse le contact entre les coulées et tufs et les serpentines et péridotites du massif du Krapé. La surface de base est ici inclinée à moins de 20° vers le NE.

De même les plis intéressant le Crétacé et l'Éocène I et II au fond du bassin de Bourail, dans la région d'Azareu, s'engagent nettement sous les péridotites de Mé Boa (f. 6) [1]. De même le réseau arachnoïde de fils serpentineux du bassin de Koumac (f. 2) montre les traces d'intenses plissements et certaines de ses directions montrent une indépendance totale par rapport aux contours des masses péridotiques du Tuando et du Kaala (fig. 18). Nous reviendrons plus loin sur ce point.

Loin de nous l'affirmation que de telles disharmonies sont une règle générale. Au contraire une disposition harmonique est fréquemment observable là où la surface basale des péridotites est reployée. C'est le cas sur la lisière sud du massif de Poum, sur la lisière nord-est du massif de Tiébaghi, où les pendages de la formation à charbon et de l'Éocène I semblent bien conformes à celui du contact et même à celui du rubanement observable dans les péridotites au sommet du massif. C'est le cas sur le bord occidental du Mé Boa — Mé Maoya, ou du moins en certains points de ce bord où l'on peut voir les intercalations sédimentaires des coulées paléogènes plonger sous le massif à peu près harmoniquement par rapport à la surface de base, par exemple dans la région de Baraoua. Mais il est clair que cette disposition peut précisément être « secondairement » acquise au moment du reploiement des surfaces basales. De toute façon, elle

1. Arnould a observé un phénomène identique en d'autres points, sur la lisière du massif du S et notamment au mont Dore, dont l'exemple est sans doute le plus beau.

n'est pas générale et nous y insistons parce qu'Avias [1949, p. 441] tire de l'interstratification, de la disposition en bancs — sous-entendu en gros harmoniques par rapport aux formations encaissantes — un argument qu'il veut essentiel en faveur de sa théorie.

e) *Répartition des massifs recouvrants par rapport aux autres terrains.* — L'observation de la

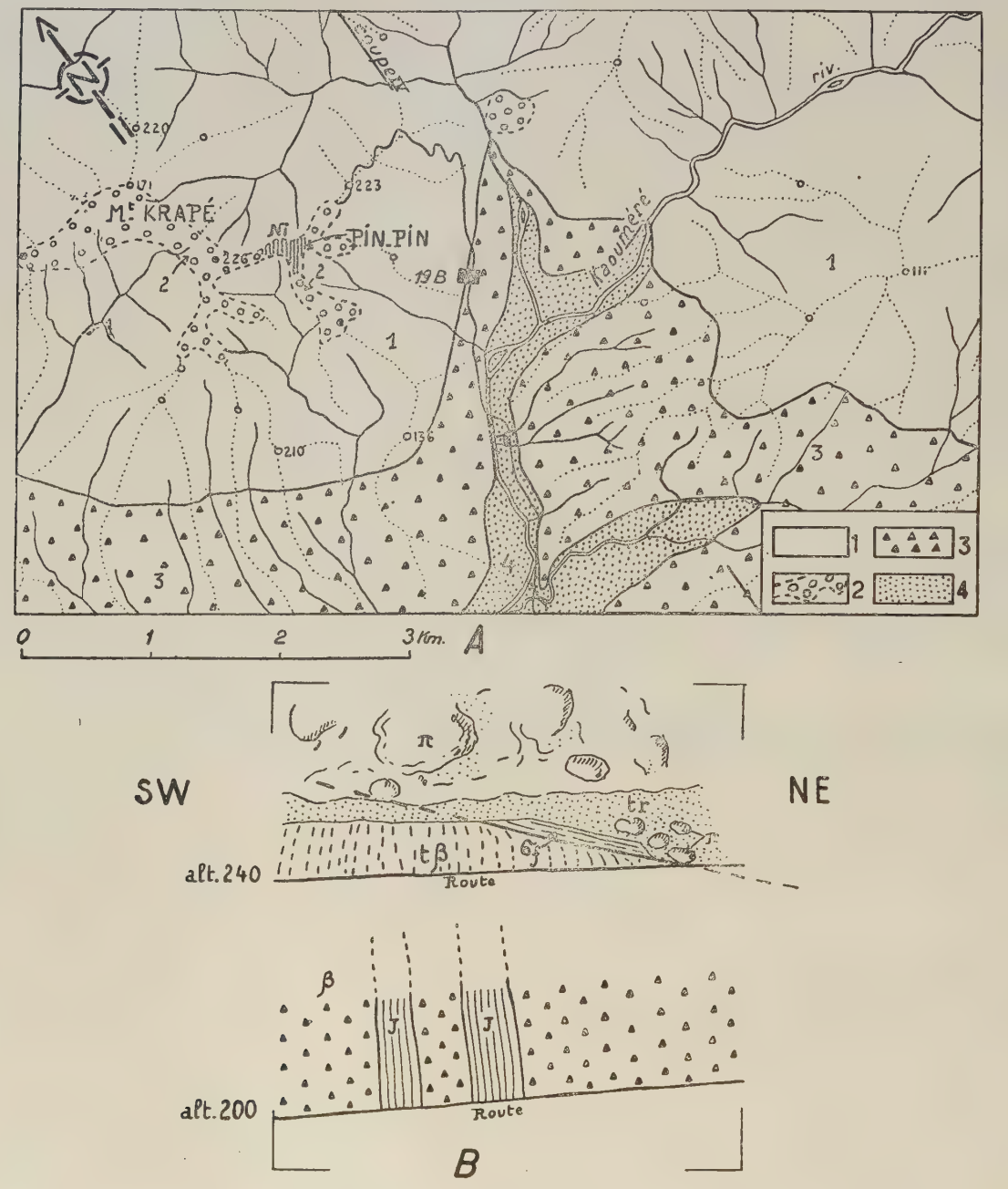


Fig. 19.

A. — Le rentrant des basaltes paléogènes dans la vallée de la Kaouméré. Entre Bourail et Poya (f. 5).

1 : Péridotites. — 2 : Latérites ferrugineuses ; « Pin-Pin » : carrière de nickel. — 3 : Basaltes. — 4 : Alluvions. — 19 B : position de la figure 19 B (voir aussi pl. XXI, fig. 2).

B. — Discordance de la surface de base des péridotites sur les structures des basaltes paléogènes. Route de la carrière de nickel des « Pin-Pin ».

alt. 230-240 m ; tβ : tufs et basalte altéré ; σf : Serpentine feuilletée (surface basale) ; tr : terre rouge (latérite ferrugineuse) ; π : blocs péridotiques.

alt. 200 m (sensiblement sur la même verticale) ; J : jaspes bruns verticaux pincés dans les basaltes.

carte dans notre secteur montre clairement que les massifs recouvrants reposent par la majeure partie de leur surface basale sur les coulées paléogènes. Mais si l'on suit la lisière nord-est de tous ces massifs, on remarque que les coulées volcaniques s'étendent à peine plus au NE que cette lisière. Très fréquemment des « cornes » de basalte contournent les péridotites du côté de l'intérieur, ainsi au N du massif Mé Maoya près de la tribu de Nérin, ainsi derrière le massif du Koniambo (fig. 17). *L'interposition de basalte entre les péridotites et les autres terrains n'est jamais parfaite.* Très fréquemment les péridotites viennent, à leur lisière nord-est, en contact direct avec des terrains non volcaniques et notamment avec la formation à charbon et les phtanites éocènes. Ce fait est très clair à Azareu, sous le Mé Boa, dans la haute vallée de Népoui déjà évoquée, où la formation à charbon s'engage profondément sous les péridotites, au bord nord-est du Katépahie, de l'Homedeboa-Taom, du Kaala, du Tiébaghi.

Un tel dispositif ne suggère pas une interprétation commode. Un liseré très fin mais quasi-continu de basalte comme celui qui contourne le Koniambo pourrait suggérer que la disposition type serait la superposition *totale* des péridotites aux basaltes. L'engagement d'autres terrains sous les péridotites serait un phénomène structural surajouté. On pourrait, avec quelque imagination, suggérer un « sous-emboutissage » des terrains non volcaniques sous les péridotites. Mais comment concevoir un pareil sous-emboutissage sans dislocation des péridotites en panneaux disjoints, sans un gaufrage accentué de la surface de base ? De plus et surtout nous ne devons pas perdre de vue que le front nord-est de tous ces massifs n'est qu'un *front d'érosion actuel* et qu'il est logique d'imaginer une extension ancienne des péridotites plus grande vers le NE. En d'autres termes, une très importante question est de savoir si ces massifs péridotiques se sont autrefois étendus sur les terrains non volcaniques *sans ou avec le concours de phénomènes mécaniques*. A cet égard, l'observation des contacts devrait apporter quelques indications.

3. Les contacts des massifs recouvrants. — Pour nets qu'ils soient le plus souvent à l'échelle de la carte ou de la photographie aérienne, ces contacts ne sont pas, en général, d'un examen commode sur le terrain. En effet le passage des péridotites aux formations sous-jacentes est le plus souvent marqué par une rupture de la ligne de pente sur laquelle sont retenus les produits d'altération et d'érosion des péridotites : blocs péridotiques et siliceux et terres rouges. Dans les torrents descendants, des massifs de gros blocs masquent le plus souvent les contacts ; aussi est-il souvent difficile de marquer ce contact « au couteau ». Encore pourrait-on l'observer assez souvent de façon satisfaisante si, le plus fréquemment, les terrains au contact, et notamment les basaltes et la formation à charbon, n'étaient plus ou moins profondément altérés, de telle sorte que l'interprétation des plaques minces de ces contacts est pratiquement impossible. Les contacts de certains petits massifs et fils « inclus » sont beaucoup plus aisément observables parce qu'en général ils ne sont marqués par aucune rupture de pente notable et que, fréquemment, on en peut voir des coupes complètes. Il n'en reste pas moins que l'observation de la base des massifs recouvrants montre divers faits très fréquents.

a) *Serpentines feuilletées.* — Le plus souvent la base des grands massifs n'est pas constituée de péridotite mais d'une sorte de « sole pédieuse » de *serpentine feuilletée.* Nous l'avons observée notamment : au massif de Tiébaghi, sous la mine de chrome « Fantoche », à la base du Tuando (807, bassin de Koumac), à la base nord-ouest du Kaala, sur la lisière est du Kopéto-Boulinda, au col de Morendi (entre Ouaté et Nétéa), à la base du massif Mé Maoya, sur la route des « Pin-Pin », à la base du Mé Boa. Le plus souvent cette sole serpentineuse ne présente que quelques mètres, peut-être exceptionnellement quelques dizaines de mètres, de puissance. *Il est très remarquable que ces serpentines basales ne soient pas bréchisées et recicatrisées comme les classiques « ophicalcites » alpines.*

b) *Quartz.* — Pelatan [1892] et Piroutet [1917, p. 250] ont déjà signalé que « dans bien des cas le bord même des massifs offre un filon épais de quartz caverneux formant parfois dyke ».

Notons que ces liserés de quartz [1] ne sont pas toujours caverneux et qu'ils sont loin d'être constants dans les contacts. Dans mon secteur, ils restent fort subordonnés par rapport aux formations quartzeuses qui frangent la lisière du massif du S [Avias, 1949, p. 440]. Nous en avons rencontré notamment : au pied nord-ouest du Tuando (bassin de Koumac) sur environ 200 m de long (quartz rouge, ferrugineux, en « mosaïque ») (791), au St 90 de la lisière méridionale du Koniambo, entre la rivière Kataviti et le radier « Confiance » (quartz carié gris ou jaune), et au St Tambouna, un peu au N du plateau du Kaféate, entre Koné et Voh.

Ce dernier gisement est particulièrement intéressant (fig. 17). Il surgit dans le paysage des collines basaltiques sous forme d'un curieux piton surmonté d'une galette rouge. Sa forme lui a valu le nom de « Pain de Sucre ». Le chapeau, qui a environ 30 m de diamètre et 10 m d'épaisseur, repose à plat sur un substratum de basalte montrant de mauvaises figures en coussinets. C'est un paquet de silice, jaune sur les cassures fraîches, couverte en surface d'enduits rougeâtres pulvérulents ou noirs ; suivant les points, cette silice est massive ou caverneuse (907). A la base de ce chapeau siliceux une curieuse argile blanche et rouge marque le contact avec les basaltes sous-jacents. Ce type d'argile [2] et son mode de gisement sont uniques dans nos observations. Si, du Pain de Sucre, on se dirige vers le Kaféate, on observe, dans le versant des collines au NW de la route coloniale, de gros amas de silice caverneuse jaune ; mais nulle part on n'observe de blocs péridotiques. Cependant, l'interprétation de ces faits nous paraît claire. Le Pain de Sucre et les amas de quartz situés plus au S sont les reliques d'un gros filon ou d'une grosse loupe siliceuse à la base des péridotites du Kaféate qui, anciennement, s'étendaient plus loin vers le N [3].

Mais ces formations quartzeuses sont loin d'être constantes dans les contacts et on ne peut les tracer de façon continue.

Pour intéressant qu'il soit, l'exemple du « dyke » de quartz qui borde le massif du S sur une grande longueur [Avias, 1949, p. 440] n'est donc qu'un exemple. Nous pourrions aussi citer, de la région de Saint-Véran (Queyras, Alpes françaises) un exemple de formation quartzeuse dans des serpentines, exemple qui reste unique dans cette région alpine de schistes lustrés. Il y a, dans tous ces phénomènes, une irrégularité telle qu'il faut ignorer beaucoup de faits pour vouloir les forcer dans une explication d'une unicité simpliste.

c) *Métamorphisme* (?) *au contact des massifs recouvrants.* — Nous avons noté la difficulté d'observation de contacts frais à la base des massifs recouvrants. Les préparations de basaltes récoltés à proximité de ces contacts ne nous ont encore montré aucun développement de minéral particulier. Mais nous n'avons pas encore pu étudier tous nos matériaux et ne voudrions pas avancer de conclusion hâtive [4].

Cependant il y a tout lieu de penser que si les péridotites recouvrantes ont exercé sur leur substratum un métamorphisme de contact, cette action ne s'est développée que sur une faible épaisseur.

En voici un exemple. Au col Chagrin (f. 2) une étroite lame de calcaire éocène s'enfonce sous les péridotites du massif de Tiébaghi. Nous avons pu récolter de ce calcaire (684) en place à moins de 5 m de la péridotite. Or ce calcaire se révèle être simplement bréchisé. Dans les fragments la structure originelle n'a pas été affectée et la microfaune à *Globigerina* et *Globorotalia* est aussi parfaitement conservée que dans les autres calcaires de l'Éocène I. Ces fragments sont cicatrisés par de la calcite largement cristalline, mâclée et tordue. On n'y voit aucun silicate de néoformation. L'observation reste isolée mais nous noterons que l'examen à l'œil nu des contacts ne nous a jamais montré de liseré de métamorphisme évident [5] et nous soulignons le fait parce que, lors de nos études sur les roches vertes de la zone des schistes lustrés, dans le Queyras, nous en avons vu au contraire, et fréquemment, de tout à fait nets.

Notre impression est que le métamorphisme au contact des roches ultrabasiques et basiques, comme les autres métamorphismes de contact, n'est pas du tout fonction du volume de ces roches mais des conditions de profondeur. Car nous avons noté des liserés au contact de minuscules fils serpentineux inclus, par exemple, dans les schistes chloriteux. J'y reviendrai plus loin.

1. Il ne faut pas confondre ces formations siliceuses de bordure avec les opales (et même calcédoine et quartz) formées par weathering et latéritisation des péridotites.

2. Qui sera étudié ultérieurement.

3. A noter ici encore un bombement nécessaire de la surface de base car la base du Pain de Sucre est nettement plus élevée que la base des péridotites du Koniambo et du Kaféate.

4. Lacroix [1942, p. 8] a noté que, dans sa thèse, Piroutet a insisté sur l'influence métamorphique exercée sur les sédiments touchés mais que... « malheureusement il n'a fourni aucun renseignement lithologique sur ce métamorphisme, *si métamorphisme il y a* » (c'est nous qui soulignons) et... « ses collections ne renferment pas d'échantillons des roches qu'il considérait comme modifiées ».

Notre point de vue est que le métamorphisme au contact si vaguement décrit par Piroutet ne consistait en général qu'en assez vagues impressions de terrain.

5. A Cuba, le métamorphisme au contact des roches ultrabasiques « ne s'étend nulle part au delà de *quelques pieds* à partir des contacts » [*J. Whitney Lewis, 1932*].

B. *LES MASSIFS ET « FILS » INCLUS.* — Ils sont légion et l'on peut dire que la Nouvelle Calédonie en est littéralement truffée. Leurs dimensions sont éminemment variables : de quelques mètres à plusieurs kilomètres de longueur, comme par exemple le massif du Oua-Tilou ou celui de la haute Téné.

1. Relations géométriques avec les massifs recouvrants. — Il faut d'emblée préciser ces relations car elles présenteront un intérêt de premier ordre pour les interprétations génétiques. Avias [1949, p. 440] a précisément beaucoup insisté sur les « lobes » et les « digitations » d'une « zone serpentineuse » entre les péridotites et les terrains encaissants, et en donne un schéma en forme de bloc-diagramme, pris entre Canala et Nakéty. Il reprend donc la remarque de Piroutet suivant laquelle : « des massifs partent des filons-couches... et des apophyses... ».

Or, mon expérience est la suivante. *J'ai cherché assidûment des raccords qui ne soient pas purement interprétatifs, entre fils inclus et masses recouvrantes ; je n'ai jamais pu en trouver un qui soit absolument certain.*

Ainsi, dans le bassin de Koumac (fig. 18), de nombreux fils serpentineux courrent dans les basaltes. Ils sont très redressés et disharmoniques par rapport aux surfaces basales des massifs du Kaala et du Tuando. Ils ne s'y raccordent pas et on ne peut pas les considérer comme des apophyses de ces grands massifs.

Il n'est donc pas possible d'admettre, suivant les préférences individuelles, que les fils représentent, soit des « racines » des masses recouvrantes, soit des « apophyses » de progression, témoignant d'une serpentinisation de proche en proche [Avias, 1949]. Le caractère essentiel de ce que nous appelons les masses recouvrantes est donc, bel et bien, *l'absence d'enracinement sur place.*

Nous ne prétendons pas étendre ces résultats à toutes les régions et, par exemple, contredire les observations d'Avias entre Nakéty et Canala. Mais, comme nous pensons que la longue apophyse du massif du S qui court de Thio à Monéo représente une zone tout à fait particulière qui pourrait bien être la « racine » du massif du S, il devient normal que, dans cette zone radiculaire, on observe l'extrême lobation, évidente pour beaucoup de massifs et de fils « inclus ». Encore doutons-nous très fortement que, comme dans le schéma d'Avias [1949, fig. 1], les lobes serpentineux s'introduisent dans l'Éocène et le Crétacé en traversant perpendiculairement leurs limites.

2. Relations géométriques avec les terrains encaissants. — Partout où j'ai pu les observer les massifs et fils « inclus » sont harmoniques par rapport aux structures des terrains encaissants qui se moulent sur la serpentine. Il s'agit donc de filons-couches ou de sills. Il n'y a pas lieu d'insister sur un tel dispositif dont le lecteur pourra trouver des exemples sur toutes nos cartes au 100.000e.

Souvent ces sills sont inclus dans *une* formation. Ainsi ils sont innombrables dans les basaltes paléogènes, dans les séricitoschistes et schistes chloriteux de la haute Congo et de la haute Kamendoua, dans la formation des conglomérats et arkoses de la même région. Dans tous ces cas il n'est pas absolument indispensable de voir une connexion entre la mise en place des roches ultrabasiques et des contacts anormaux de grande amplitude. Du moins serait-il peu rigoureux, à notre avis, de fonder l'existence de tels contacts anormaux sur la seule présence de serpentines [1].

D'autres fois, au contraire, des serpentines se sont introduites à la limite entre formations différentes. Pour nous limiter à quelques exemples nous citerons, dans la Congo, une lentille

1. Pas plus qu'il ne serait rigoureux d'admettre qu'à chaque fois que l'on rencontre un filon, métallifère ou non, celui-ci s'est introduit à la faveur d'un mouvement différentiel de grande amplitude.

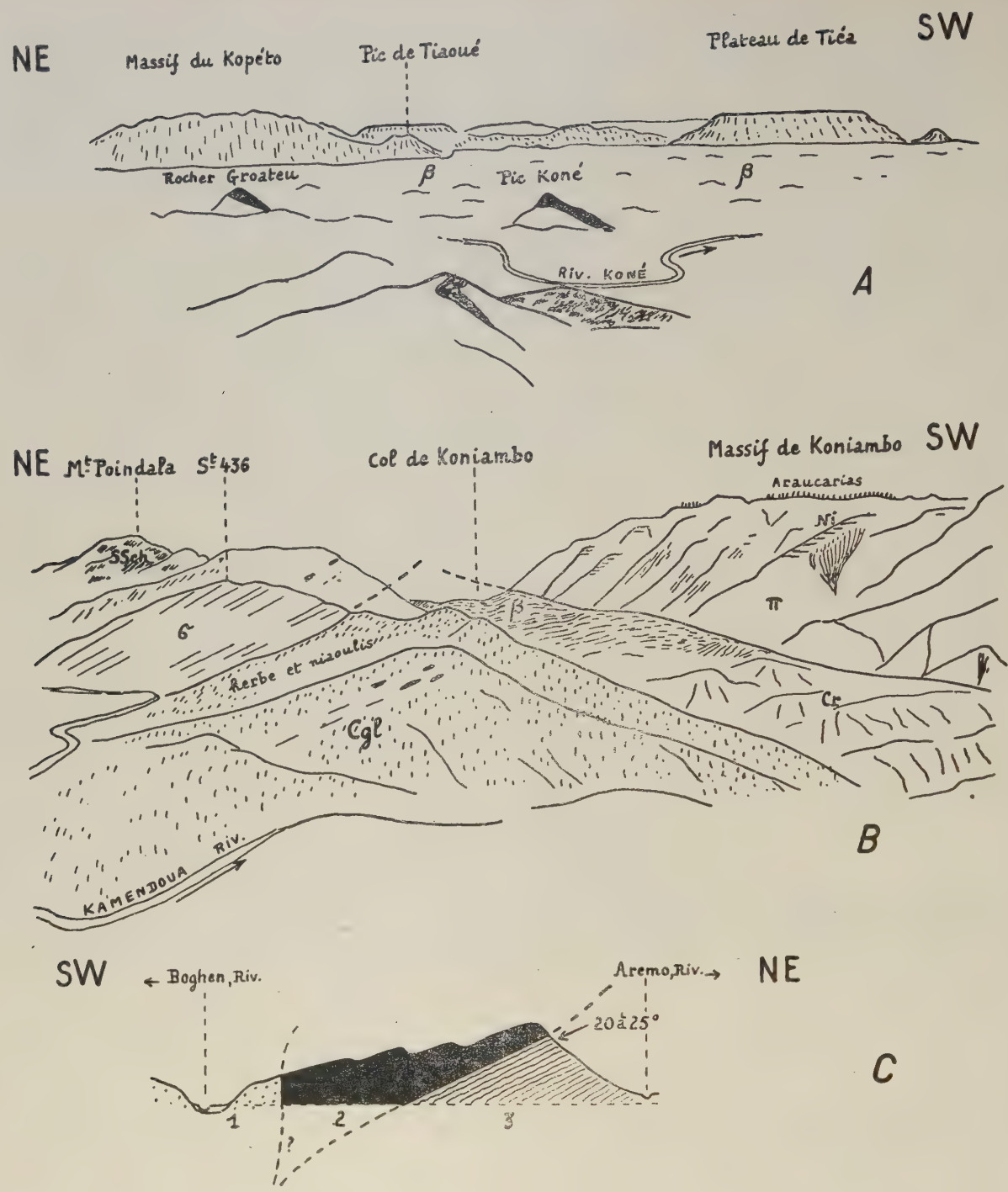


FIG. 20.

A. — Les péridotites à l'E de Pouembout (f. 4).

Vues du pic Ponon, à 20 km à l'W ; très simplifié. Pénéplaine à pente douce et régulière vers la mer, qui est à droite du dessin. La surface de base des péridotites, qui reposent sur les basaltes paléogènes, descend également très doucement vers la mer. Les péridotites constituent donc ici un épais feuillet.

De la savane mamelonnée sur basaltes (β) surgissent deux rochers calcaires d'âge éocène I (pic Koné et rocher Groateu), plongeant fortement vers la mer et en nette disharmonie avec la surface de base des péridotites.

B. — Péridotites du Koniambo et plis internes (f. 4).

Vues d'un sommet voisin du St 394, situé au NW. A droite, c'est-à-dire vers le SW, massif péridotique du Koniambo, avec Araucarias sur partie haute pénéplanée et latéritisée ; gradins et coulées de déblais des mines de nickel périphériques (Ni).

Les péridotites sont localement en contact avec la formation à charbon (Crétacé, Cr), et avec les basaltes (β) au col de Koniambo. Leur surface basale plonge vers le SW (vers la droite du dessin).

Les terrains plus internes : conglomérats de la Congo (cgl), serpentines (σ) du St 436, schistes métamorphiques (SSch) plongent au contraire, dans l'ensemble, vers le NE. La formation des conglomérats de la Congo chevauche sur la formation à charbon (voir aussi f. 4).

C. — Serpentines de la cluse de la Boghen, près Bourail (f. 6).

Laccolite de serpentine de la Téné : 2, dans décollement entre schistes métamorphiques (séricitoschistes et schistes chloriteux) : 3, et grès de la formation à charbon : 1 ; plus loin vers le NW le contact occidental du laccolite a lieu avec l'Éocène I (voir aussi coupe VI).

entre métamorphique et conglomérats rouges — dans la Kamendoua une lentille très digitée entre métamorphique et grauwackes (S^t 436) — dans le bassin de Koumac le fil qui s'étire entre Éocène non métamorphique et les couches phtanitiques et phylladiennes un peu métamorphiques — enfin et surtout, dans le bassin de Bourail, le massif de la haute Téné.

Celui-ci (fig. 20 C et coupe VI) nous montre un dispositif tout à fait intéressant. Dans la haute Boghen on le voit intercalé entre les grès de la formation à charbon et une série de séricitoschistes et de schistes chloriteux. Plus loin vers le NW, son contact occidental s'établit, suivant les points, soit avec la formation à charbon, soit avec l'Éocène I : phtanites ou calcaires. Dans les calcaires les plus proches de ce contact nous n'avons d'ailleurs pu déceler aucune trace de métamorphisme. Sur le torrent No Milho, affluent de gauche de la Pouéo, une longue apophyse de serpentine s'étire entre terrains métamorphiques et formations sédimentaires éocènes ; elle est ici redressée à la verticale. Le massif ultrabasique de la haute Téné nous apparaît donc comme un laccolite qui se serait introduit en décollant la couverture sédimentaire de son substratum métamorphique. Notons en passant qu'il n'apparaît pas ici de roches d'épanchement, ou leurs reliques, qui pourraient être supposées les roches-mères des péridotites (cf. hypothèse Avias).

Cet exemple nous montre qu'en Nouvelle Calédonie les grandes masses ultrabasiques ne sont pas toutes du type « recouvrant ». Elles peuvent manifestement être du type « inclus » et laccolitiques et s'être disposées suivant le contact entre des formations différentes et diversement indurées. Ici le contrôle structural est évident.

3. Relations lithologiques (et géochimiques) avec les terrains encaissants. — On rencontre ces masses « incluses », sinon dans toutes les formations, du moins dans toutes sortes de formations, lithologiquement très variées, à savoir, dans : les séricitoschistes, les schistes chloriteux, la formation à charbon, la formation des conglomérats de la Congo, le flysch éocène II et les basaltes paléogènes, où ils sont en particulière abondance mais le plus souvent de petite taille.

Elles ne présentent donc aucune liaison constante avec un type pétrographique quelconque.

J'ai naguère [*1945*] souligné ce fait qui se répète à l'échelle mondiale, sans connaître alors la Nouvelle Calédonie qui est, à cet égard, un merveilleux champ d'expérience, et sans me douter que les théories métasomatistes, alors dans un stade embryogénique relativement précoce, étendraient aussi loin leurs apophyses. A l'époque, il est vrai, la tendance se limitait encore essentiellement à la fabrication de roches « ignées » magnésiennes à partir de roches sédimentaires très magnésiennes et aptes à la silicatation, à savoir de préférence les dolomies. Aujourd'hui la tendance s'est étendue et l'on fabrique d'immenses masses basiques et ultrabasiques, au besoin avec des roches essentiellement quartzitiques [cf. *Van Biljon 1949*, pour le Bushveld], au besoin avec des roches volcaniques de composition andésitique [cf. Avias, 1949, pour la Nouvelle Calédonie]. Comme pour réaliser ces substitutions grandioses, il est nécessaire de concevoir des apports et des départs, on a recours à des solutions hydrothermales (cf. Van Biljon) qui apportent ce qui manque, ou à des « apports et concentrations d'ions métalliques », au besoin dans « le solide » [cf. Avias, 1949, p. 448-449].

Il n'est peut-être pas désirable de s'attarder à des considérations qui, à mon avis, relèvent d'une géochimie « alchimique ». Dans le stade d'évolution actuel de la géochimie, qui est modeste et se limite, dans la plupart des cas, à la collecte de documents, on peut tout faire avec elle. S'il est possible de fabriquer des norites et des péridotites sur la place de séries sédimentaires essentiellement quartzitiques, pourquoi ne pas s'attendre à voir naître des granites sur la place de séries sédimentaires essentiellement calcaires ? Attendons donc.

Nous croyons que, dans ce domaine, il reste essentiel d'accumuler encore des faits d'observation. Or, nous observons qu'en Nouvelle Calédonie les péridotites et serpentines sont en place dans des terrains chimiquement très variés dont certains sont un peu magnésiens, d'autres très pauvres en magnésie. Il n'y a absolument aucun rapport constant entre la teneur en magnésie des terrains encaissants et les roches « ignées » magnésiennes. Déjà j'avais fait observer que, dans le Queyras, il n'y a pas de relation entre serpentines et de soi-disant niveaux dolomitiques dans les schistes lustrés [*Routhier, 1945*]. De plus, je n'ai pu y observer une règle quelconque de répartition de la teneur en magnésium des schistes lustrés par rapport aux roches

vertes qu'ils englobent. En d'autres termes rien n'évoque une « dédolomitisation » de certaines zones d'où le magnésium aurait fui pour se concentrer ailleurs. Enfin, j'ai vu, autour de ces roches vertes, toutes sortes de minéraux : tourmaline, idocrase, grenat, glaucophane, albite, humite, andalousite, cordiérite, et pas un péridot ou une antigorite banale ; c'est donc en vain que l'on cherche ici des nids ou des îlots de serpentine ou de péridotite « naissante ».

Il m'apparaît donc que vouloir établir, dans certains cas, une relation d'ordre seulement géochimique entre les roches ultrabasiques et les terrains encaissants est une représentation simpliste. On ne doit pas perdre de vue toutes sortes d'autres propriétés des roches encaissantes, et notamment celles qui conditionnent leur comportement structural. Qu'il n'y ait pas, ou pratiquement pas, de serpentines dans la formation des grauwackes indurée, massive et cohérente, n'est pas un fait mécaniquement étonnant ; et qu'en particulier elles soient extrêmement rares, ou absentes, dans les grauwackes du littoral occidental est chose normale si l'on tient compte du régime structural très particulier de la zone que j'ai déjà qualifiée de « voussure méridionale », régime très différent de celui du sillon.

Pour en terminer je rappellerai les études, beaucoup plus poussées, dans le domaine des gites métallifères. Ici, peu à peu, et à force de minutieuses études, les géologues économiques arrivent à mettre en évidence des « guides ». Ils n'en mettent pas toujours, et pour autant, en évidence des « contrôles ». Dès qu'on entre dans le détail du contrôle des minéralisations on s'aperçoit qu'un grand nombre de facteurs ont pu jouer : composition chimique, granulométrie, détails structuraux... etc... Il faut donc prendre modèle sur ce genre d'études avant de nous aventurer dans des hypothèses hâtives sur les « contrôles » de la formation et de la localisation des roches ultrabasiques.

4. Métamorphisme au contact. — Nous avons déjà indiqué qu'il est plus aisé, en général, de l'observer au contact des fils inclus qu'au contact des masses recouvrantes. Cela peut, évidemment, en partie tenir aux conditions d'observation — que j'ai soulignées — mais aussi au fait que ce métamorphisme serait peut-être mieux développé au contact de ce type d'appareils. Il n'en reste pas moins que je n'en puis rapporter que peu d'exemples et qu'il serait utile de revoir en détail cette question. Alors que, dans les Alpes, nous avions pu, dans un très grand nombre de cas, observer un liseré de contact, exceptionnellement de quelques mètres, plus souvent de quelques décimètres ou même quelques centimètres, en bordure des serpentines, il n'en est pas de même ici [1]. Mais nous insistons sur le fait que nous n'avons pu, en Nouvelle Calédonie, nous livrer à des examens aussi minutieux que dans les Alpes et que cette différence n'est sans doute qu'apparente.

Les roches que nous avons trouvées dans les contacts de serpentines « incluses » sont tout à fait variées.

a) Au contact d'une petite lentille de serpentine de la haute Kamendoua, au confluent de la Né Ouendé, j'ai observé, de l'intérieur vers l'extérieur : serpentine — talc — un filet d'une roche composée d'albite, pistacite, chlorite, *idocrase*, plus extérieurement encore un filet presque uniquement composé d'albite et d'une chlorite en accordéon, à biréfringence basse et anormale. Il y a là, pour le moins, un apport de sodium et de bore [2], peut-être aussi d'aluminium, bien que ce dernier ne soit pas nécessaire car les schistes chloriteux banaux encaissants en sont suffisamment riches.

Je rapprocherai cet exemple de certains observés dans le Queyras, où l'on voit de l'albite en particulière abondance au contact de certaines roches vertes, albite qui n'a rien à voir avec une albite sédimentaire « authigène » ou une albite « régionale », que l'on rencontre un peu partout dans les schistes lustrés.

1. Nous donnerons ultérieurement une étude détaillée de ce métamorphisme de contact alpin.
2. Nous pouvons citer un magnifique exemple (inédit) de *chloritoschiste à tourmaline* en auréole au contact des serpentines du massif du Mont Viso, sur le flanc sud-ouest de celui-ci.

Dans l'exemple que je viens de citer, le contact se manifeste par l'apparition d'au moins quelques minéraux particuliers qui ne sont, ni dans la serpentine, ni dans les roches encaissantes ; l'antigorite en est exclue.

Fait très important : les schistes chloriteux si abondants dans la série métamorphique de la Congo et de la Kamendoua ne montrent aucune relation de position constante et évidente avec les roches ultrabasiques. Sauf des cas particuliers qui restent à déterminer, la chlorite ne forme donc pas ici des liserés autour des serpentines. Elle ne représente pas nécessairement une expulsion de l'aluminium des roches supposées remplacées par les serpentines [Avias, 1949, p. 444 et 448].

b) Dans le bassin de Poya, au S de la barre calcaire du Rocher Nagle, un fil serpentineux est intercalé entre Crétacé supérieur et marnes éocènes. A son bord nord-est, au contact avec les marnes, on voit sur le sentier, un liseré rectiligne de 10 à 20 cm d'épaisseur d'une calcite rouge, emballant de menus lambeaux de serpentine avec grains de chromite. Le haut degré de laminage de la serpentine dans toute cette région permet de supposer que ce liseré de « carbonatite » s'est formé dans une surface de décollement. En tout cas, si cette roche fut un calcaire sédimentaire, il ne reste aucun témoin de cette origine et il est au moins aussi vraisemblable d'admettre une remise en mouvement hydrothermale du calcaire des marnes contiguës.

Alors que de véritables cipolins à calcite rouge, soit massive, soit en petites taches, ont été rencontrés fréquemment au contact des roches vertes du Queyras et même dans les serpentines amiantifères de Château-Queyras (observations de l'auteur), ces roches semblent tout à fait exceptionnelles en Nouvelle Calédonie. Dans mon secteur, il est vrai, de la serpentine est rarement en contact avec du calcaire.

c) Au contact des fils serpentineux inclus dans les basaltes paléogènes, nous avons fréquemment rencontré des roches variées, d'ailleurs sans continuité. Il s'agit surtout de petites loupes de quartz blanc et de gabbros (ou diorites) et amphibolites peu feldspathiques apparemment comparables aux gabbros, diorites et amphibolites à hornblende que l'on rencontre dans les grands massifs péridotiques.

Nous avons rencontré de ces roches dans le bassin de Koumac, par exemple au contact du fil serpentineux arachnoïde du St Bouajilema, entre Taom et Ouaco, à Pindjen. Nous n'en n'avons pas encore achevé l'étude pétrographique, qui ne semble d'ailleurs pas d'un intérêt immédiat pour la solution des problèmes principaux posés par les serpentines. Encore une fois notons que ces roches ne présentent, dans les contacts, aucun caractère de généralité. Le plus souvent, semble-t-il, les contacts des fils serpentineux avec les basaltes n'en montrent pas.

On voit, à travers ces quelques exemples, qu'il n'est pas possible d'expliquer les liserés de contact par un mécanisme simple et unique [1].

Si le remplacement à grande échelle des roches d'épanchement (basaltes ou andésites) par des péridotites, postulé par Avias, présentait quelque généralité, ne devrait-on pas s'attendre à trouver l'aluminium, le sodium, le calcium nécessairement expulsés, sous la forme de *roches très feldspathiques*, abondantes et quasi-constantes ? Pour que la balance soit établie ces roches devraient être beaucoup plus feldspathiques que les laves originelles. Nous ne voyons rien de tel.

5. Les carbonatites magnésiennes des vallées de la Congo et de la Faténaoué. — Nous avons mentionné plus haut une carbonatite au contact de serpentines. Mais nous avons également découvert des *carbonatites magnésiennes* dont certaines au moins sont d'authentiques *giobertites*, dans une région très circonscrite. Il n'est pas démontré, mais il est possible et même probable qu'elles soient en liaison avec les serpentines « incluses » de cette région. Aussi en donnerons-nous un aperçu ici.

Ces roches singulières n'ont été rencontrées que dans les vallées de la Congo et de la Faténaoué. Mais si elles semblent présenter une répartition géographique étroite, elles sont incluses dans des milieux lithologiques fort différents (fig. 4). Nous les avons observées en effet : dans les séricitoschistes entre Faténaoué et Congo, dans la formation des conglomérats rouges de la Congo, dans les schistes argileux de la formation à charbon, entre le mont Tendé et la rivière Faténaoué.

1. On se souviendra que, dans le métasomatisme (au sens de métamorphisme avec apport) de contact, ce ne sont pas toujours les mêmes éléments, ni dans les mêmes proportions, ni à la même distance, qui migrent. Rien de général ne peut être retenu en dehors de la « Loi de polarité » de Lodocnikow [*1936*].

Elles présentent des aspects fort divers, et mériteraient une description détaillée qui sort du cadre de ce travail. Ce sont des roches grises, roses ou blanches, à cristallinité fort variable ; les plus pures, en même temps les plus blanches, montrent des faces cristallines pouvant atteindre un développement de 1 cm. Le carbonate est, dans tous ces gisements, associé à des proportions plus ou moins grandes de quartz ; certains pointements, que je groupe avec les carbonatites pour des raisons de proximité et de continuité, sont même uniquement constitués de quartz. Le microscope y montre, disséminés dans le carbonate et le quartz, de la pyrite, des tablettes d'oligiste, de la limonite (colorant alors en rose le carbonate) et plus rarement des cristaux d'un spinellide opaque (magnétite ou chromite ?). Ce spinellide, dont la plupart des sections sont corrodées, à contours déchiquetés, n'a d'ailleurs été vu que dans une roche exclusivement quartzique du St Saouenguet (ou St 26), entre Congo et Faténaoué.

La déformation de ces roches est évidente ; outre que presque toutes les plages quartzeuses y présentent des extinctions roulantes, sauf quelques zones recristallisées en une mosaïque régulière, elles sont quelquefois intensément plissotées, telle la roche du St Saouenguet.

Nous n'avons pu nous livrer à une étude chimique systématique de ces roches. Nous avons seulement vérifié par le procédé de Lemberg que leur carbonate n'est jamais de la calcite, et avons fait exécuter une analyse sommaire sur une carbonatite quartzeuse, rose (975), formant un minuscule pointement de 1 m de diamètre au St Saouenguet. Cette roche contient, outre le carbonate et le quartz, de longues traînées flexueuses d'un minéral phylliteux incolore, qui ne peut être qu'un mica blanc, et non du talc, si l'on en juge par l'infime portion de MgO non soluble à chaud dans l'acide chlorhydrique dilué.

Voici sa composition (An. C. T. A. C., C. N. R. S., mars 1951) :

SiO_2 : 25,80 — Fe_2O_3, Al_2O_3, etc. : 6,80 ; CaO : 2,34 (dont 2,05 sol. dans HCl dilué à chaud) ; MgO : 30,20 (dont 29,80 sol. dans HCl dilué à chaud) ; H_2O 100° : 0,62. — Perte au feu : 34,0, soit un total de 99,14.

De cette analyse on tire, pour la composition de la partie carbonatée : 94 % de $MgCO_3$. Il s'agit donc d'une *giobertite*. Mais cette giobertite est très différente de celles que nous décrirons d'autre part et qui proviennent du weathering des péridotites. Elle est beaucoup plus largement cristalline que ces dernières.

Comme nous n'avons pu faire analyser toutes ces roches, et que nous ignorons si leur carbonate présente partout la composition d'une giobertite, nous préférons leur donner la désignation un peu vague de carbonatites magnésiennes.

Quelle est la signification de ces carbonatites ? Sur le terrain, alors que nous n'en avions observé qu'un affleurement, inclus dans la formation à charbon, entre le mont Tendé et la Faténaoué, nous avions pensé tout d'abord à une lentille sédimentaire. Puis nous avons découvert divers pointements de ces roches, plus ou moins quartzeux, dans les terrains métamorphiques d'entre Faténaoué et Congo, et dans les conglomérats rouges de la Congo. Il devenait alors singulier que ces roches si comparables aient pu se déposer dans des formations, dans des milieux lithologiques aussi différents. Nous avons cherché à nous expliquer leur position en invoquant des détails structuraux. Mais cette explication n'est guère satisfaisante pour les pointements de ces roches inclus dans les séricitoschistes, sans que jamais leur soient associés d'autres terrains sédimentaires.

L'un des affleurements (955) nous a finalement suggéré l'hypothèse qui nous paraît la plus satisfaisante. Il est situé sur la rive gauche de la Congo *au contact* des serpentines du St 389 et des conglomérats rouges. Sur la rive droite de la rivière, dans la prolongation exacte des serpentines, un massif de 600 m (au moins) × 300 m, en est inclus dans la formation des conglomérats. On ne voit plus de serpentines de ce côté. Le gisement de la rive gauche est bien démonstratif, si l'on considère que, sur toute l'extension de la formation des conglomérats, nous n'avons pas rencontré d'autres affleurements de carbonatite magnésienne, et que le carbonate qui cimente les conglomérats et les arkoses est de la calcite. *Ainsi est suggérée une liaison possible entre carbonatites et serpentines voisines.*

Cette hypothèse est relativement compatible avec la répartition des autres pointements. Celui situé entre le mont Tendé et la Faténaoué (919) est bien *dans* la formation à charbon, mais à peine à plus de 100 m de son contact avec la formation des conglomérats et, dans ce contact, on rencontre une loupe de *serpentine*. Dans les séricitoschistes entre Faténaoué et Congo, approximativement dans le triangle formé par les Sts Tavia, Saouenguet, Tindene, nous avons relevé la présence de plusieurs pointements (958, 973, 974, 97 5) en général fort siliceux, mais caverneux. Il y a tout lieu de supposer que les anfractuosités sont dues au départ

des parties carbonatées [1]. Or, dans cette région, de nombreux petits massifs lenticulaires, aux formes capricieuses, de serpentine laminée, sont pincés dans les séricitoschistes. Si aucun des pointements de carbonatites que nous avons vus ne se trouve au contact direct de ces serpentines, il n'est cependant pas impossible d'admettre une liaison génétique. Peut-être des observations complémentaires éclaireraient-elles le problème.

Quoiqu'il en soit, à titre d'hypothèse vraisemblable, mais non nécessaire, nous considérons tous ces affleurements de carbonatites quartzeuses ou de quartz pur, comme des manifestations hydrothermales génétiquement *liées aux serpentines*. Ces roches seraient ainsi à rapprocher des « listwénites » des pétrographes russes (voir par exemple Lodočnikow [*1936*] et, d'une façon générale, des carbonatites plus ou moins magnésiennes et ferrifères, fréquentes dans les contacts de roches ultramafiques.

Nous nous contentons ainsi d'ouvrir un chapitre méritant d'être approfondi par les géologues qui nous succèderont.

II. Pétrographie et architecture des péridotites et serpentines.

Recherches antérieures. — La bibliographie antérieure à Glasser ne présente pratiquement aucun intérêt. Cet auteur [1904, p. 55-57] est le premier à définir correctement les termes pétrographiques du cortège péridotique parce qu'il est le premier à en avoir fait un examen microscopique sérieux [2]. Il nous donne [p. 51] une analyse d'olivine, une d'enstatite, une de bronzite, une de dunite serpentineuse. C'est à juste titre que Glasser réfute les mentions antérieures de diallage dans les péridotites proprement dites. Celles-ci ne contiennent que des pyroxènes orthorhombiques (enstatite-bronzite) et sont donc des harzburgites. Nous ne connaissons aucune roche correspondant à la définition de lherzolite.

Le mémoire pétrographique fondamental sur les péridotites de la Nouvelle Calédonie est dû à Lacroix [1942]. Comme à l'habitude il est difficile, après ce maître, d'ajouter beaucoup à ses descriptions pétrographiques et à ses magnifiques illustrations. Cependant son mémoire présente les défauts inhérents à ce genre de travaux exécutés sur des échantillons non collectés par le descripteur; en particulier Lacroix [p. 6 et 7] ne peut que se conformer aux opinions antérieures sur le mode de gisement dont j'ai montré qu'elles sont

1. D'une façon générale, toutes les carbonatites quartzeuses dont il est question ici sont creusées d'anfractuosités. Dans les anfractuosités de plusieurs de ces rochers, nous avons observé des *momies*, dans des paniers ovoïdes à claire-voie. Les genoux sont ramenés sous le menton comme dans les momies péruviennes. Sur de larges surfaces les fibres musculaires sont bien conservées et comme desséchées ; quelquefois la langue, ratatinée au fond de la cavité buccale, est encore visible. Néanmoins, ces momies sont, dans l'ensemble, en fort mauvais état. Le plus bel ensemble qui comporte encore deux momies, des crânes et des ossements, semble celui dit de « Témala » (rocher entre Tendé et Faténaoué). Il est d'ailleurs assez connu en Nouvelle Calédonie, car c'est le plus accessible. Cela explique que la parure (bracelets, colliers) qui les ornait ait disparu, subtilisée par des Européens, peu soucieux de préserver l'intégrité de documents ethnologiques aussi importants ; même certaines momies ont été malmenées et mutilées.

Nous ne saurions trop recommander l'exploration systématique de tous ces rochers par un ethnologue compétent pendant qu'il est temps encore, afin que soit ramenée au Musée de Nouméa ou ailleurs, et sauvegardée, une des richesses ethnologiques de l'île. D'après nos observations des découvertes intéressantes sont possibles dans ceux de ces rochers qui ne sont pratiquement pas connus des Européens, à savoir dans la vallée de la Congo, et à 500 m au NE du St Tindene. A notre connaissance, les momies néocalédoniennes n'existent que dans ces deux vallées, Faténaoué et Congo, et semblent n'avoir jamais été qu'en très petit nombre. Elles posent des problèmes des plus intéressants et n'ont pourtant jamais été étudiées.

Aussi nous a-t-il semblé bon, à titre exceptionnel, de sortir de notre cadre, pour attirer l'attention sur ces documents méconnus.

2. Quant aux aspects macroscopiques, nous estimons que Glasser les a bien décrits ; la péridotite non ou peu serpentineuse présente une coloration vert jaune de péridot ; au fur et à mesure que la teneur en antigorite progresse, la couleur devient plus sombre : vert sombre ou bleu sombre à noir. C'est surtout cette teneur en antigorite qui confère à la roche sa couleur de fond, sur laquelle les pyroxènes orthorhombiques, quand ils ne sont pas « bastitisés », apparaissent comme des lamelles vert brunâtre, bronzées ou même dorées, plus ou moins lustrées. Glasser [p. 55] mentionne que lorsque la transformation de la péridotite en serpentine est complète ou à peu près, la coloration de la masse redevient plus claire, mais nous pensons que, sur ce point, il a dû être influencé par des phénomènes d'altération superficielle, qui n'ont rien à voir avec la teneur en antigorite. J'ai observé à de nombreuses reprises que la patine d'altération des roches serpentineuses est en effet plus claire, plus jaune (verdâtre) et celle des péridotites peu serpentineuses, orangée rouge. Il me semble qu'à l'état « frais », seules sont claires les serpentines laminées à éclat huileux, beaucoup plus réfléchissantes que les roches très serpentineuses non laminées. Mais il reste néanmoins très difficile, à notre avis, d'établir des règles absolues reliant la composition minéralogique et la microstructure à la couleur de la roche en masse.

complètement erronées. Étant ainsi limité à l'étude microscopique des péridotites et des roches associées, il n'a pu véritablement aborder les problèmes géologiques fondamentaux que posent ces roches.

A. *LES TYPES PÉTROGRAPHIQUES.* — Il n'y a pas lieu d'en redonner des descriptions détaillées et des figurations. Nous allons nous limiter à reprendre les types pétrographiques déterminés par Lacroix, en complétant, pour notre secteur, les listes de gisements indiqués par cet auteur et en donnant quelquefois des indications sur les volumes respectifs de ces roches. Certaines de ces considérations volumétriques et diverses observations minéralogiques de Lacroix présentent un intérêt certain pour les interprétations sur la genèse des péridotites.

1. Les roches non feldspathiques : péridotites et pyroxénites.

Dunites. — A péridot contenant au maximum 8 % de FeO, donc voisin de la limite forstérite-olivine ; avec chromite en grains dispersés, de formes variées, mais très souvent xénomorphes, donc « tardifs ». *Gisements* : Tiébaghi (signalé par Lacroix, probablement en très petit volume) — Rivière Kaouméré, de nombreux et gros blocs très frais descendant du massif du Mé Maoya, dont nous ne connaissons pas le ou les gisements en place. Des blocs identiques ont été rencontrés en de nombreux points au pied du massif Mé Maoya-Mé Boa.

Les dunites que nous avons collectées sont toutes remarquablement peu serpentineuses. En général, dans les types de péridotites notablement serpentineuses, on trouve après quelque recherche, des lamelles de pyroxène orthorhombique, frais ou « bastitisé ». Cependant des serpentines spéciales (« congénères ») au contact des gisements de chromite, que nous étudierons d'autre part, semblent bien dériver de dunites et non de harzburgites.

Dans notre secteur, il nous a été impossible d'étudier en place, donc de cartographier, des affleurements de dunites non serpentineuses bien qu'il en existe manifestement dans le massif Mé Maoya-Mé Boa. Il est vraisemblable que les gisements en place de ces roches sont des *nuclei* d'assez faible volume dans la masse des harzburgites peu ou prou serpentineuses.

Harzburgites. — Elles forment le gros des massifs. Leur teneur en antigorite est fort variable. Nous retrouvons, dans l'enstatite-bronzite, les inclusions de pyroxène monoclinique (clinobronzite et pigeonite) signalées par Lacroix [p. 15]. En ce qui concerne l'ordre de succession des minéraux, s'il est vrai que le pyroxène rhombique présente avec le péridot des contours à « limites mutuelles » (cf. « mutual boundaries »), il ne faut pas en conclure qu'il est pour cela postérieur au péridot. Il est vraisemblable que ces deux minéraux sont en grande partie contemporains, que leurs temps de cristallisation se recouvrent largement.

Quant aux *déformations* subies par les dunites et harzburgites, Lacroix [p. 16] les a notées, mais sans doute exagérées. Si elles sont évidentes dans les cas où il y a eu début de cataclase [Lacroix, pl. I, fig. 3], elles le sont beaucoup moins lorsqu'il s'agit d'« extinctions roulantes » d'olivine [pl. I, fig. 2]. D'après nos observations l'olivine de dunites ne montrant aucun début de cataclase présente, de façon constante, ces extinctions roulantes (Pl. X, fig. 2). Mais celles-ci pourraient bien être dues au développement de « mâcles vicinales » [*Rogers* et *Kerr, 1942*, p. 294]. La cataclase me semble être un phénomène assez rare dans les péridotites néocalédoniennes et il ne me paraît pas possible de le connecter à des mouvements d'ensemble de celles-ci. Il peut bien être lié à des modifications locales de volume au cours de la « serpentinisation » et à de petits déplacements localisés.

Bronzitites. — Lacroix les rapporte de Thio et de la pointe Bogota. Nous en connaissons des exemples dans le massif de Tiébaghi, où ces roches constituent des rubans dans les harzburgites normales, le rubanement étant marqué par les variations de proportions, d'un niveau à l'autre, du pyroxène orthorhombique. Cependant nous n'avons pu observer des échantillons aussi beaux que ceux que nous avons eu l'occasion de collecter hors de notre secteur, par exemple dans le haut bassin de la Tontouta.

Webstérites. — Nous n'en connaissons pas dans notre secteur.

Chromitites silicatées. — En dehors des webstérites, Lacroix ne mentionne de pyroxènes monocliniques abondants que dans certaines chromitites. C'est alors un *diopside* vert d'herbe. Lacroix le signale à Tiébaghi.

Nous avons effectivement trouvé un filet d'une belle roche à grandes lamelles de talc et diopside vert au contact d'un corps chromifère du massif de Tiébaghi, sur la concession Moracchini.

2. Les roches feldspathiques. Plagioclasolites. — Dans son mémoire, Lacroix a dissocié l'étude des plagioclasolites calco-magnésiens (diorites et gabbros) de celle des types magnésiens (norites et allivalites). Il semble que dans l'esprit de Lacroix [p. 93] cette dissociation serait en partie justifiée par les modes de gisements ; les types calco-magnésiens se présenteraient en « dykes » (?). Nous laissons le soin de discuter ce point à Arnould, qui a étudié les différenciations lithologiques du massif péridotique du S.

Plagioclasolites magnésiens. — Lacroix [p. 23-24] signale une allivalite de l'île Ouen et une norite du col de Kuenthio. Nous ne connaissons pas encore de telles roches dans notre secteur et Lacroix pensait d'ailleurs qu'elles sont fort rares, ce qui nous semble bien exact.

Plagioclasolites calco-magnésiens. — Ces roches ont été signalées par tous les auteurs depuis Garnier. Mais Lacroix est le premier à en donner des descriptions et des dénominations pétrographiques précises. Le seul point défaillant de son étude est l'absence d'indications sur le rôle volumétrique joué par ces roches.

a) *Anorthitites.* — Roches à seuls plagioclases, allant de l'anorthite au labrador (correspondant aux anorthosites de la plupart des auteurs). Lacroix les signale de l'île Ouen et du M^t Dore (massif du S). Nous n'avons pas à en signaler.

b) *Gabbros à pyroxène.* — Lacroix en distingue deux types : euphotides et ouénites. Les *euphotides* à bytownite et diallage, à grands éléments, ne lui sont connus que par deux échantillons. L'un proviendrait de la région du M^t Panié (?), l'autre du cap Deverd, extrémité de la presqu'île de Téoudié. Ces gabbros à diallage doivent être fort rares dans notre secteur et de peu d'importance volumétrique.

Les *ouénites*, définies par Lacroix [1911] sont des gabbros à bytownite, pigeonite verte, contenant peu de fer à l'état ferreux et légèrement chromifère, avec éventuellement un peu d'olivine. Celle-ci se rencontre surtout dans les types riches en barylites, qui sont de véritables pyroxénolites feldspathiques. La magnétite est presque totalement absente. Du point de vue chimique, ces roches sont remarquables par leur pauvreté en fer, surtout à l'état ferreux, l'absence presque totale de titane [1], et l'absence de P_2O_5.

Les déformations des ouénites et les évolutions minéralogiques qui les accompagnent ont été étudiées avec un soin particulier par Lacroix [p. 104 et 109]. Le pyroxène pigeonitique est remplacé par de la hornblende verte, variété smaragdite (ouralitisation). La bytownite ou l'anorthite est écrasée et transformée en une mouture, mais, phénomène remarquable, le feldspath recristallise sans modification de composition. Ici, *l'ouralitisation ne s'accompagne d'aucune saussuritisation.* En conséquence le sodium, d'ailleurs très peu abondant, du plagioclase n'est pas libéré et ne se fixe pas sur l'amphibole ; celle-ci en effet ne contient que très peu de soude. J'insiste sur ces faits [2] parce qu'ils traduisent une évolution minéralogique profondément *différente de celle des dolérites de la série métamorphique.* On doit en tenir compte également dans les essais de reconstitution de l'histoire des péridotites. Nous suggérons que ce type d'évolution sans saussuritisation pourrait éventuellement prendre place dans des conditions de faible pro-

1. Ce qui les différencie, entre autres caractères, des roches doléritiques des terrains métamorphiques du N.

2. Lacroix écrit [p. 109] : « Ces phénomènes sont dignes de réflexion » et il semble bien qu'au travers de sa large expérience, il ne puisse citer de tels exemples de broyage du plagioclase, suivi de recristallisation, sans modification minéralogique ; du moins il n'en cite pas.

fondeur et nous y verrons, à titre d'hypothèse provisoire, une confirmation que l'histoire des masses péridotiques s'est déroulée *sous faible couverture*. On notera cependant que ces ouénites ont pu être recouvertes autrefois d'une épaisseur de péridotites de l'ordre de 1 km au minimum.

En fin de compte l'écrasement des ouénites aboutit à des plagioclasites [1] et à des amphibolites feldspathiques contenant rarement de petits cristaux d'ouwarowite. Au cours de ces déformations la composition chimique globale n'est pratiquement pas modifiée.

L'altération superficielle des plagioclases des ouénites et des plagioclasites qui en dérivent, aboutit à la formation d'abord d'une zéolite, variété très calcique de thomsonite appelée *faroélite*, puis, par disparition de la chaux et de la soude, de *kaolin*. Ainsi, le weathering aboutit à la formation de kaolin aux dépens d'un feldspath presque entièrement calcique. Ce type d'altération n'est pas seulement répandu à l'île Ouen où Lacroix le signale, mais est répandu sur toutes les ouénites du massif du S, ce qui permet de les reconnaître de loin dans le paysage. Aussi une masse appréciable de ces roches ne peut guère passer inaperçue.

Il est très remarquable que le domaine d'élection de ces ouénites soit le S de la Nouvelle Calédonie, car elles n'existent pas seulement à l'île Ouen, d'où provient le « type », mais aussi en masses considérables dans la partie sud du massif du S, notamment dans le haut bassin des Pirogues. Arnould en donnera l'étude. Ces ouénites du massif du S constituent les plus vastes « accidents » de roches feldspathiques dans les roches ultramafiques. Leur présence dans le massif du S, alors qu'elles sont pratiquement inexistantes dans tous les massifs de la côte ouest que nous connaissons, constitue une anomalie qu'il faudrait pouvoir expliquer.

Nous n'en n'avons rencontré *qu'un minuscule affleurement à la pointe sud du massif de Tiébaghi*, sur un malelon en bordure de la route de la concession pour chrome PB. Malheureusement il est isolé au milieu des produits de destruction de péridotites et il n'est pas possible d'en étudier les relations avec celles-ci.

L'échantillon examiné ne correspond pas à la définition complète de la ouénite, en ce sens qu'il est dépourvu d'olivine. Il est formé uniquement d'un plagioclase à environ 70 % d'An (limite labrador-bytownite) et d'un clinopyroxène qui est bien pigeonitique, de couleur vert d'herbe et probablement un peu chromifère, comme dans le massif du S. On n'y voit que très peu de magnétite. Nous n'avons pas vu ici de plagioclasites ou d'amphibolites feldspathiques pouvant dériver de l'écrasement de cette ouénite.

c) *Gabbros et diorites à hornblende (noire ou verte).* — C'est à juste titre que Lacroix [p. 99] suggère, d'après les rapports de Garnier et de Heurteau, que ce seraient les accidents feldspathiques les plus fréquents. Ce fait est indubitable ; *pratiquement tous les torrents descendant des massifs péridotiques charrient des galets de ces roches hornblendiques*. Ces roches sont donc extrêmement fréquentes, très dispersées, mais en très petits affleurements et elles représentent des volumes au total *infimes* par rapport à celui des roches péridotiques. En cela elles se distinguent des ouénites qui sont rares mais en volume important dans le S.

Ces gabbro — diorites à hornblende et hornblendites sont fréquemment en lentilles dans les péridotites, mais elles peuvent être rencontrées en « injections » de formes capricieuses, comme par exemple dans les amas de minerai de « chrome piqué » de la concession PB, à Koumac.

Du point de vue qualitatif la composition de ces roches est la suivante : plagioclase variant d'après Lacroix [p. 100] de 28 à 75 % d'An., donc en moyenne labrador, et hornblende noire à clivages faciles et très brillants, magnétite souvent abondante, quartz rare et peu abondant. Lacroix note exactement que la hornblende, d'un beau noir en masse, est claire et peu polychroïque en plaques minces. Mais nous devons ajouter qu'il existe aussi, dans les massifs péridotiques, des roches à *hornblende verte* et bien pléochroïque, cette hornblende n'ayant rien à voir avec une amphibole d'ouralitisation.

Du point de vue quantitatif, la composition minéralogique est fort variable. On rencontre tous les passages,

1. Rappelons que Lacroix distingue les plagioclasites, roches métamorphiques ayant un plagioclase comme minéral cardinal, des plagioclasolites, roches éruptives.

depuis les formes leucocrates, avec très peu de hornblende, jusqu'aux formes holomélanocrates (hornblendites) en passant par les diorites et les gabbros. Ces passages se rencontrent dans un même affleurement comme le suggère très exactement Lacroix [p. 100]. Il faut ajouter que ces roches sont fréquemment rubanées et qu'alors la grosseur du grain et la teneur en hornblende varient d'un ruban à l'autre. Il est encore exact que la grosseur du grain croît dans une certaine mesure avec la teneur en plagioclase. Les hornblendites sont toujours à grain fin et les formes à large cristallisation sont toujours abondamment feldspathiques. Nous avons fréquemment observé ce phénomène, soit dans les galets, soit dans les affleurements, en place, par exemple, à la concession pour chrome PB.

Du point de vue chimique, ces roches se distinguent des ouénites, notamment par des teneurs appréciables en titane, par une proportion chaux-magnésie nettement plus élevée et une plus grande teneur en soude (plagioclase moins calcique), qui est du même ordre de grandeur que celle des dolérites des terrains métamorphiques du N. Mais elles se distinguent de ces dernières par une teneur en alumine beaucoup plus élevée et une teneur en chaux également plus élevée. Dans les diorites et gabbros à hornblende noire la chaux l'emporte de beaucoup sur la magnésie. Tout se passe comme si alumine et chaux, qui n'entrent qu'avec difficulté dans les péridotites, s'étaient en grande partie exprimées dans cette série de roches [1].

N. B. — Lacroix ne donne aucune analyse de roches à hornblende noire provenant de notre secteur.

Les déformations structurales sont nettes mais n'aboutissent pas à une cataclase véritable et *ne sont pratiquement pas accompagnées de modifications minéralogiques*. Et ceci indiquerait, à mon avis, comme les modifications subies par les ouénites, que *l'histoire de ces roches feldspathiques s'est déroulée dans des conditions de faible profondeur*.

Le fait est plus évident pour ces roches que pour les ouénites car leur plagioclase est beaucoup plus sodique — et guère moins que ceux des dolérites du N. A partir de ce matériel une glaucophanisation de la hornblende était donc possible.

Nous n'avons actuellement que peu d'observations pétrographiques à ajouter à celles de Lacroix. Il semble que cette curieuse hornblende noire, gris fumée et très peu pléochroïque en plaques minces, mériterait une étude minéralogique spéciale.

Mais, en dehors de gabbro-diorites à hornblende noire, il en existe à hornblende commune verte. L'une de ces roches, non en place, en fragments non roulés dans les latérites alluvionnaires, sur la route de Tangadiou (près de Koumac) montre :

— des plagioclases subautomorphes, zonés, dont la composition varie au moins depuis 65 % d'An. au cœur (labrador) à environ 30 % d'An. à la périphérie (andésine). Donc la composition des plagioclases est aussi variable dans ces roches à hornblende verte que dans celles à hornblende noire ;

— de la horblende verte, bien colorée et pléochroïque ; un peu de magnétite.

Coup d'œil d'ensemble sur la répartition de ces plagioclasolites. — A titre d'exemple nous avons observé, au pied du massif de Tiébaghi, ouénites, gabbro-diorites à hornblende noire et gabbro-diorites à hornblende verte. Nous n'avons reconnu en place que les plagioclasolites à hornblende noire et n'avons donc pas élucidé les relations possibles entre ces types pétrographiques. Mais rien que l'observation des galets descendant de divers massifs montre, en tout cas, qu'il n'y a certainement pas de relation nécessaire entre ouénites et gabbro-diorites à hornblende. Là où ces dernières sont abondantes les ouénites peuvent manquer totalement. Inversement, dans l'aire d'extension des ouénites du S, il ne semble pas que des gabbro-diorites à hornblende leur soient intimement associées.

D'une façon générale, on peut considérer que les types les plus fréquents, mais en volumes au total les moins importants, sont les plagioclasolites et amphibolites à hornblende noire et que les

1. Cependant précisons que le volume de ces roches est insignifiant en regard de celui des harzburgites. Pour donner un ordre de grandeur : dans les massifs que nous connaissons il ne peut guère dépasser le millionième du volume total, et c'est une des raisons pour lesquelles on ne saurait y retrouver l'aluminium, les alcalins, le calcium nécessairement expulsés dans l'hypothèse Avias.

types les plus rares, mais souvent en gros gisements, sont les ouénites. Ces dernières relèvent donc de conditions beaucoup plus exceptionnelles que les premières.

Le domaine le plus favorable, pour l'étude des conditions de gisement et de genèse de ces divers plagioclasolites est le massif du Sud et je renvoie aux travaux de mes collaborateurs.

3. Les roches leucocrates alcalines. — Lacroix [p. 112] signale un *granite monzonitique* à l'île Ouen et une *plumasite* à microcline et oligoclase, biotite et corindon provenant des « environs de Bourail ». Nous n'avons pas retrouvé ce type de roche au cours de nos explorations dans cette région mais nous agréons à l'opinion de Lacroix qu'elle pourrait provenir du massif péridotique de Téné. En effet, depuis la découverte de ce type de roche par Lawson en Californie, les exemples de plumasite se sont toujours trouvés en association avec les roches ultramafiques : ainsi, à Val Sessera (Italie) [*Millosevich, 1927*]. Mais les roches leucocrates « potassiques » de Lacroix ne se limitent pas aux deux précédentes. Beaucoup plus importants en volume sont les granites de Saint-Louis-la Coulée et des monts Koum [Glasser, pp. 16-17, 388, 406].

Glasser [1904, p. 19] a considéré ces masses granitiques « comme des témoins de l'ancienne ossature de l'île n'ayant pas disparu sous la masse de péridotite ». Or, il est remarquable qu'en Nouvelle Calédonie les granites ne soient encore connus *qu'inclus dans les péridotites ou à leur contact ou très près de celui-ci* (Saint-Louis). Piroutet [p. 247] signale bien un pointement granitique dans les « schistes permotriasiques » de la rivière Ouek, près de Hienghène, des galets à aspect granitoïde dans le lit d'un affluent de la Tipindjé, une roche granitoïde dans les schistes permotriasiques de la vallée d'Amoa. Sans pouvoir nier l'existence de ces gisements qui ont cependant bien besoin d'être confirmés, nous pensons que les roches granitiques *dans les péridotites* ne peuvent pas être des témoins de l'ancienne ossature (antérieure aux péridotites) mais sont génétiquement liés aux péridotites, au même titre que les plagioclasolites [1]. Pour ce qui concerne les affleurements précités, nous laissons la parole à nos collaborateurs.

Notre conception est fondée non seulement sur le mode de gisement de ces affleurements mais encore sur la découverte de *pegmatite à tourmaline, en pleine masse des péridotites du mont Dzumac, dans le massif du Sud* [1]. De plus les autres accidents franchement alcalins que nous avons pu rencontrer sont indubitablement *en gisement* dans les roches ultrabasiques.

Nous en citerons deux. Le premier a été rencontré, sous forme d'un pointement minuscule ne dépassant pas quelques mètres cubes, dans la serpentine entre les sommets 30 et 31 du haut du creek de Noët, près d'Arama (186). Il contient essentiellement un plagioclase trouble en plages xénomorphes à extinctions roulantes et ayant même subi un début de cataclase. Ce plagioclase est une albite à environ 7-8 % d'An. Des baguettes et aiguilles d'une hornblende brun verdâtre peu pléochroïque, coudées ou brisées, jonchent le fond albitique. De gros grains de sphène violacé et pléochroïque, associés ou non à de l'ilménite s'y rencontrent en assez grand nombre. La roche est franchement leucocrate et mérite presque le nom d'albitite. Le corindon mis à part, elle rappelle donc passablement les plumasites, mais pas exactement celle décrite par Lacroix (cité plus haut) qui contient du microcline.

Le second accident alcalin forme un affleurement d'environ 20 m de diamètre au contact de la serpentine et des séricitoschistes, entre la mission et l'habitation Wright, à Arama (212). Cette roche se compose essentiellement d'albite, montrant toutes les phases de déformation, depuis la simple torsion des plans de macle jusqu'au mouturage en menus fragments, sans qu'il apparaisse d'ailleurs une orientation de ces fragments. Elle semble contenir du quartz, mais

1. Voir Arnould, Goupillaud et Routhier [1948]. La découverte de la pegmatite à tourmaline est due à l'excellent prospecteur Lecren. Si la tourmaline a été déjà assez souvent signalée dans les contacts de roches ultrabasiques, d'authentiques pegmatites, tout à fait similaires à celles associées aux granites, ne semblent guère avoir été signalées dans des péridotites.

l'exploration systématique en lumière convergente montre que nombre de plages non maclées sont franchement biaxes (+) et se rapportent vraisemblablement encore à de l'albite; cet examen n'est d'ailleurs pas facilité par les torsions des minéraux. Cependant un peu de quartz semble bien présent. Le barylite essentiel est un *stilpnomélane* [1], disposé en faisceaux rayonnants (Pl. X, fig. 4). Des baguettes extrêmement ténues d'amphibole, fréquemment tordues, jonchent l'albite; il n'a pas été possible de la déterminer, la ténuité des baguettes rendant impossible un examen optique convenable et notamment la mesure des angles d'extinction. Enfin du sphène brun rougeâtre et pléochroïque s'associe à de l'ilménite, comme dans la roche précédente.

Ces associations de roches leucocrates alcalines aux péridotites n'ont rien de rare. Lodočnikow [*1936*] a regroupé de nombreux exemples d'albitites (ou oligoclasites), de granites albitiques de l'Oural, des Alpes, des Balkans, de Birmanie, d'Australie, du Canada, etc... Nous ne considérons que les roches sodiques dans les roches ultrabasiques et laissons de côté les très nombreux exemples de minéraux sodiques formés dans leurs contacts [2], évoquant l'expulsion [3] du sodium qui n'entre qu'en teneur infime dans les roches ultrabasiques : expression de la *loi de polarité* de Lodočnikow.

Si les roches et minéraux sodiques sont la règle parmi les produits en quelque sorte « ultimes » d'expulsion des péridotites et serpentines, les minéraux potassiques ne sont pas totalement exclus. C'est ainsi que le granite signalé par Lacroix à l'île Ouen est monzonitique (orthose) et que la plumasite de Bourail contient du microcline. De même la pegmatite à tournalime du Dzumac est microclinique.

Quant à la tourmaline, ses gisements en relation avec les roches ultramafiques en sont nombreux, plus nombreux qu'on ne le pense habituellement. Nous en avons découverts dans un liseré de chloritoschiste bordant les serpentines du mont Viso (Queyras). Il en a été signalé de Silésie, de l'Oural, de nombreux points des Alpes suisses et autrichiennes, de Toscane, de Norvège, de N. S. Wales, etc... L'expulsion de bore et de fluor peut se manifester par d'autres minéraux : idocrase, humites, datholite. Nous avons nous-même trouvé un peu d'idocrase en Nouvelle Calédonie (voir p. 190), le même minéral, en compagnie du grossulaire, à la lisière des serpentines du massif du Viso, et des humites tout près des contacts de la serpentine de Bonneval-sur-Arc, en Maurienne. Quant à la datholite, elle se trouve, en Nouvelle Calédonie, à Faja près de Kouaoua, [Glasser, p. 405], associée à la scheelite [4], dans des conditions de gisements telles qu'elle ne peut guère être génétiquement liée qu'aux péridotites ou au basaltes paléogènes et qu'il n'est vraiment pas possible de la considérer comme liée à un magma granitique indépendant dont on ne voit aucun témoin. Enfin, les recherches des pétrologues scandinaves mettent en évidence de grosses teneurs en bore dans les serpentines (d'après les conférences de E. Wegmann, Paris, mai 1951).

En conclusion, *le cortège ultrabasique néocalédonien contient de nombreuses roches alcalines, sodiques, sodico-potassiques en volumes faibles à infimes, qui ne peuvent être considérées comme des fragments d'un substratum, mais font partie intégrante de ce cortège.* Il y a lieu de présumer que bien d'autres exemples en pourront être mis en évidence.

4. Les néphrites. — Lacroix [1942, p. 118-186] a longuement étudié les haches et les colliers canaques en néphrite, c'est-à-dire en amphibole de la série trémolite-actinote. Il pose le problème de l'origine de ces matériaux et s'appuie sur les cas actuellement connus en place. La néphrite semble ou bien provenir de l'ouralitisation d'un pyroxène magnésio-calcique, ou bien de la « réaction », sur une péridotite ou une serpentine, d'une roche calcaire ou du moins contenant

1. Lacroix [1911, p. 61] a signalé, dans la région d'Arama, un curieux « microgranite à aegyrine », avec « biotite » fasciculée. La « biotite » est très probablement un stilpnomélane [voir pl. I, fig. 1, le clivage perpendiculaire à 001]. Il me semble possible, et même probable, que ce microgranite de Lacroix constitue un accident alcalin dans les serpentines et n'appartienne pas à la lignée des dolérites.

2. Voir à ce sujet : Métamorphisme au contact des masses et fils « inclus » (p. 190).

3. A propos d'expulsion (ou de concentration), je rappelle que les masses de ces roches sodiques en Nouvelle Calédonie sont sans commune mesure avec les masses de sodium qui auraient dû être expulsées des basaltes lors de la formation des péridotites, dans l'hypothèse Avias.

4. La présence d'un peu de tungstène ou de molybdène (cf. molybdénite du granite de Saint-Louis-la-Coulée) comme « émanations ultimes » des péridotites, quoique rare, n'est pas inconnue. Lodočnikow a cité quelques cas de molybdénite accompagnant des serpentines.

du calcium. Lacroix suggère que ces deux cas sont possibles en Nouvelle Calédonie, étant donné les caractères géologiques de certaines parties de l'île. Il mentionne également que les mélanges fréquents, parmi les colliers, de perles en néphrites et d'autres en ouénites laissent penser que « les gisements des deux matières ne sont pas éloignés les uns des autres » [p. 125].

Dans notre secteur, nous n'avons à signaler qu'un affleurement de néphrite, d'ailleurs minuscule, et dont le mode de gisement n'évoque d'ailleurs nettement aucune des deux origines possibles rappelées par Lacroix. Cet affleurement est situé à la pointe sud du village d'Ouaco, au front de taille d'une petite carrière entaillée dans une serpentine disloquée à éclat gras. Toute cette région basaltique est d'ailleurs « lardée » de petits pointements de serpentine laminée. Dans la carrière en question, la néphrite, que nous avons bien observée en place, formait un bloc ovoïde de seulement 50 × 30 cm (922). Cette roche presque blanche présente la ténacité habituelle aux néphrites ; elle est également gauffrée, finement ondulée, comme celles des Grisons.

Si nous cherchons à la rapporter à l'un des deux modes de formation admis, nous remarquerons qu'il est fort peu vraisemblable qu'elle puisse s'être formée à partir d'un îlot de diopsidite ou de wobstérite. Par contre le contact de la serpentine encaissante avec les basaltes, que l'on ne peut plus voir du côté des néphrites, n'est pas éloigné. Il est possible d'admettre ici une réaction entre serpentine et roche de composition gabbroïque (basalte) fournissant le calcium de la trémolite. Type de gisement qui ressemble à ceux de Ligurie, de divers points des Alpes, où la néphrite se rencontre surtout à la limite entre serpentines et roches gabbroïques ; par exemple à Haudères (Val d'Herens, Suisse) elle se trouve au contact de roches magnésiennes : talc, et de prasinite ; gabbro ou dolérite transformée [*Preiswerk, 1926*].

A Ouaco, comme dans les Alpes, la néphrite a manifestement subi des efforts de plissement, sans doute contemporains de la cristallisation du feutrage d'aiguilles ; celles-ci sont très tordues et non brisées. On a supposé que ces plissotements seraient dus soit à l'accroissement de volume de la roche à olivine au cours de la serpentinisation, soit tout simplement aux mouvements tectoniques. Comme dans les autres cas il n'est guère possible ici de décider entre ces deux hypothèses.

B. *L'AGENCEMENT DES TYPES LITHOLOGIQUES OU ARCHITECTURE DES MASSIFS PÉRIDOTIQUES.* — Nous ne développerons guère ce sujet, surtout parce que nous aurons l'occasion d'y revenir en détail à propos des gisements de chromite. L'anatomie des péridotites aux alentours de ces gisements présente en effet un intérêt pratique considérable pour les futures prospections [1]. Cependant il y a lieu d'indiquer ici quelques faits essentiels avant de pouvoir utilement discuter sur la genèse des péridotites.

1. LE RUBANEMENT DES PÉRIDOTITES. — *a*) Ici, comme dans les grandes masses ultrabasiques des vieux socles, les péridotites montrent un litage, une stratification ou, si l'on veut, on peut ajouter *pseudo* devant ces termes. Nous préférons celui de rubanement qui n'engage à rien du point de vue génétique. Ce rubanement est marqué par une concentration variable du pyroxène orthorhombique suivant les niveaux, concentration qui peut aboutir à la formation de véritables enstatitites ou bronzitites. Des lentilles de plagioclasolites à hornblende peuvent s'installer harmoniquement par rapport à ce rubanement. Il en est de même de beaucoup de corps de chromite sur le dôme de Tiébaghi. Sur ce dôme les exemples de recoupement du rubanement par la chromite restent vraiment rares.

Ce rubanement n'est pas, de beaucoup s'en faut, aisément visible partout. S'il est tout à fait évident au sommet du dôme de Tiébaghi (Pl. XXIII, fig. 4), il ne l'est pas en d'autres parties

1. Intérêt qui est d'ailleurs passé complètement inaperçu jusqu'à ce jour en Nouvelle Calédonie.

de ce dôme et dans d'autres massifs. On l'aperçoit cependant quelquefois de loin, comme par exemple sous le plateau nickélifère du Tipouët, sur la rive gauche de la rivière de Voh [1].

Par ce caractère, les grands massifs recouvrants néocalédoniens ne diffèrent donc pas des grandes masses basiques et ultrabasiques comme celles du Bushveld et de Sudbury. Mais l'étude des types lithologiques a clairement montré qu'ils en diffèrent radicalement par l'infime volume de roches feldspathiques associées aux péridotites (à l'exception des ouénites du S) [2].

S'il existe un « magma péridotique primaire » [*H. H. Hess, 1939*], les appareils néocalédoniens en sont une excellente illustration.

b) Ce rubanement n'est pas seulement déterminé par des concentrations de minéraux. A une échelle plus intime il est lié à l'orientation de ces minéraux. Déjà, dans beaucoup de préparations, on peut observer un réticulum antigoritique fort régulier, dont une direction correspond aux plans de rubanement, l'autre lui étant orthogonale.

Nous n'avons pas étudié les péridotites suivant les méthodes modernes de la pétrologie structurale. Mais on se souviendra que des études, encore rares, de ce genre ont donné sur des péridotites des résultats fort intéressants, que H. W. Fairbairn [*1949*, p. 33 à 37] a relaté. Dans des dunites à chromite du mont Sun (N^lle Zélande) et de Skye (Écosse) Turner a mis en évidence une « haute concentration des (010) de l'olivine parallèlement au rubanement ».

Cependant nous avons pu, par l'examen au microscope ordinaire sur des préparations orientées, mettre en évidence une *remarquable architecture dans un filon-couche de chromite*, celui de la mine Fantoche, sur le dôme de Tiébaghi (Pl. XXIII, fig. 3). Ici, en bordure du filon-couche au moins, tous les grains de chromite sont identiquement orientés. Cette orientation est mise en évidence par des veines de remplissage (ou de remplacement, suivant les cas) d'antigorite dans la chromite. Elle ne peut pas l'être par l'examen des faces des cristaux de chromite, qui sont tous hypidiomorphes ou xénomorphes.

Or toutes ces veinules sont orientées dans deux systèmes de plans orthogonaux (Pl. XXIV, fig. 7). Leurs orientations se prolongent d'ailleurs très clairement dans la gangue antigoritique et aussi dans le liseré de « serpentine congénère » (Pl. XXIII, fig. 3) au contact de la chromite. On constate *que les plans a^1 des grains de chromite sont installés dans deux systèmes de plans, respectivement parallèles et perpendiculaires à la surface limite du filon-couche.*

2. Directions de rubanement et de joints. — Cette question présente une grande importance pratique pour la recherche des corps de chromite. Nous n'avons d'ailleurs que grossièrement esquissé cette étude structurale en retenant celles de nos mesures qui ont été relevées au sommet du dôme de Tiébaghi, soit seulement quarante-cinq.

La rose de fréquence des directions de rubanement et de joints (fig. 21) obtenue avec ces mesures est cependant bien évocatrice. Elle montre que la direction la plus fréquente correspond parfaitement bien à l'élongation du dôme et coïncide avec la direction générale du gisement de chrome *Tiébaghi*, du gisement de *Chagrin*, et des mines ou indices superficiels échelonnés entre ces deux gisements (fig. 23). De plus le rubanement pend dans le même sens que la surface basale du massif et lui est sensiblement parallèle.

1. Mais il a pu nous échapper souvent parce qu'il ne se traduit pas nécessairement par une alternance minéralogique clairement exprimée. Ainsi des photographies aériennes obliques du massif du Boulinda, près de Poya, y montrent de nettes orientations.

2. A cette différence lithologique essentielle correspond une différence fondamentale de minéralisation. Là où les roches feldspathiques sont très abondantes, on rencontre les minéralisations *sulfurées* de nickel (exemple : Sudbury) ; là où elles sont en volume infime, le nickel est disséminé *dans les silicates* magnésiens. Cette règle est valable quel que soit l'âge des appareils. Elle rappelle la règle émise pour le platine par Duparc. J'y reviendrai à propos des gisements minéraux associés aux péridotites.

Conclusion. — En certaines de leurs parties les massifs péridotiques recouvrants de la Nouvelle Calédonie montrent une architecture remarquablement régulière qui s'exprime :

1) à l'échelle du kilomètre par une « direction la plus probable », ou de haute fréquence, du rubanement et des joints,

2) macroscopiquement par le rubanement minéralogique classique,

3) microscopiquement par une orientation du réseau cristallin des grains de chromite conforme aux plans directeurs à l'échelle du mètre ou du kilomètre.

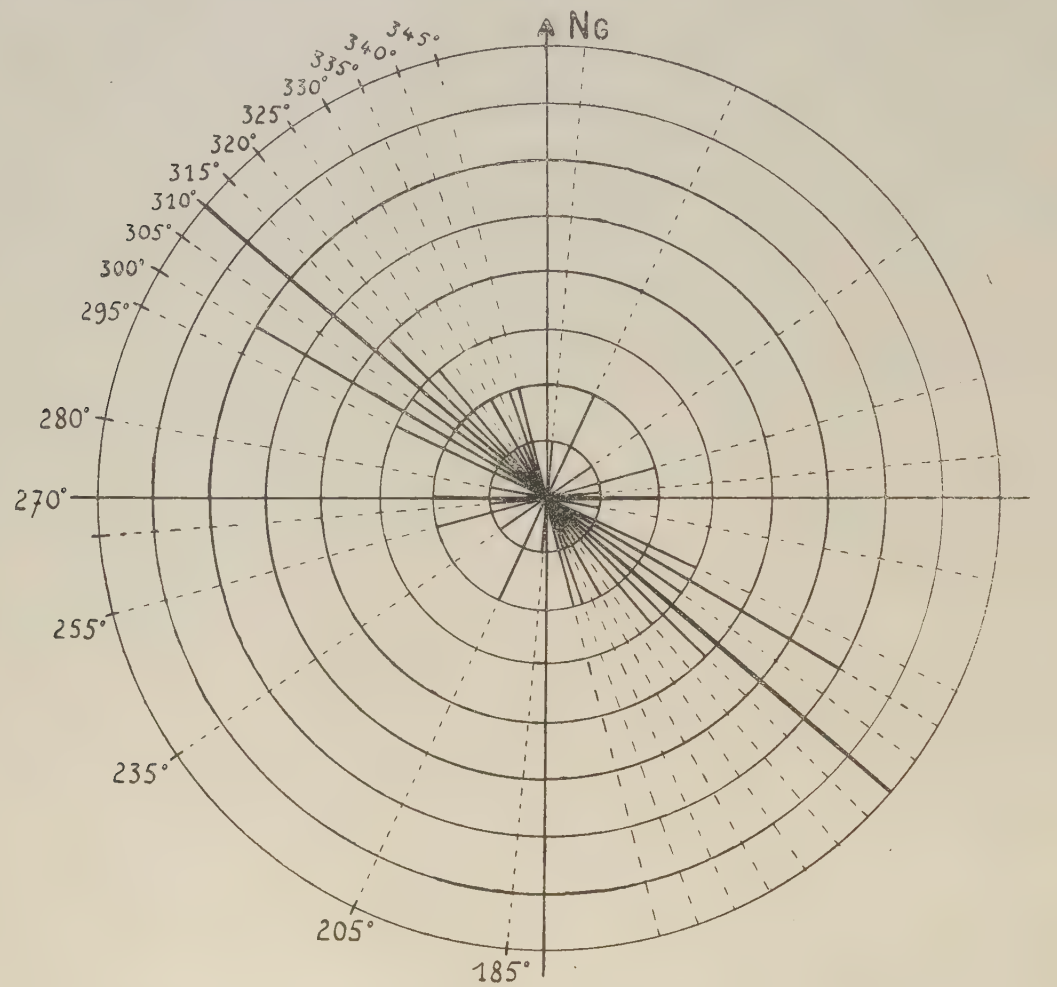


Fig. 21. — Rose de fréquence des directions structurales (rubanement et joints) entre le sommet du dôme de Tiébaghi et la mine Chagrin.

Sur un diamètre donné chaque cercle représente une mesure ; ainsi, sur le diamètre 310° (NW-SE) sont portées 8 mesures concordantes. La rose a été établie sur 45 mesures. On notera la nette concentration NW-SE et la direction de plus grande fréquence 310° ou N 50° W, qui correspond, à quelques degrés près, à la direction de l'axe moyen de la mine de chrome Tiébaghi.

Une architecture, qui se « transpose » ainsi à toutes les échelles et qui doit être très fréquente dans beaucoup de péridotites, doit être prise en considération dans les théories. En retrouve-t-on une analogue dans beaucoup de granites, de basaltes ou d'andésites, ou de couches sédimentaires ? En Nouvelle Calédonie en particulier les roches volcaniques qu'Avias suppose remplacées montrent-elles un tel degré d'ordre ? L'hypothèse transformiste implique donc, non seulement des migrations chimiques, mais une réorganisation architecturale complète, non seulement à l'échelle du cristal, mais encore à celle du corps géologique.

III. A propos de la « serpentinisation ».

Le problème est trop vaste et trop difficile pour que nous puissions l'aborder dans toute son ampleur. Nous laisserons de côté la question de l'origine de l'eau, sur laquelle nous n'approuvons d'ailleurs pas totalement les conclusions de Lacroix [p. 43-44], dans la mesure où elles tendent peut-être à accorder trop d'importance au ruissellement superficiel — encore que ces conclusions soient prudemment exposées. Nous y reviendrons probablement dans l'avenir.

A. *LES SERPENTINES NÉOCALÉDONIENNES SONT-ELLES DES PÉRIDOTITES « SERPENTINISÉES » ?* — Nous nous limiterons ici à une brève discussion sur la position de l'antigorite dans la paragénèse des péridotites. L'antigorite est-elle antérieure ou postérieure au péridot et au pyroxène ? En d'autres termes est-il justifié de parler de « serpentinisation » ? La question est ancienne et bien antérieure à cette partie des hypothèses d'Avias suivant laquelle une grande part des serpentines serait antérieure aux péridotites.

Weinschenk [*1897*] a admis depuis longtemps la possibilité d'« antigorite primaire » et cette idée a trouvé beaucoup de partisans, surtout parmi les pétrologues russes [*Lodočnikow, 1936*]. Nous-même, lors d'études inédites sur des serpentines du Queyras, nous sommes posé la question, notamment à propos de serpentines à structure « lépido-granoblastique » ne montrant aucune trace de réticulum de magnétite, et pour lesquelles il n'est pas du tout nécessaire d'admettre une dérivation à partir d'olivine ou de pyroxène.

On se souviendra cependant que ni Becke, ni Angel, ni d'autres auteurs, qui ont étudié les mêmes serpentines que Weinschenk, n'ont admis son point de vue. Comment, en effet, montrer la postériorité ou l'antériorité d'un minéral à un autre, sinon en utilisant des critères de relations morphologiques (critères paragénétiques des métallogénistes) ? Aucune donnée expérimentale ne pourra aller à l'encontre des critères morphologiques, si ceux-ci sont convaincants. Or, il en est de convaincants qui ont été décrits et figurés maintes fois.

Cas général. a) *Les pseudomorphoses de cristaux de pyroxène et d'olivine* [1] *en antigorite.* — Si le fait de la pseudomorphose complète n'est pas fréquemment évident pour le péridot parce que celui-ci est très rarement automorphe dans les péridotites et qu'il n'est pas toujours intégralement remplacé, il est d'une fréquence remarquable dans le pyroxène orthorhombique (« bastitisation ») qui montre assez souvent des portions de limites régulières (et seulement des portions). Il s'observe, par exemple, dans un très grand nombre de péridotites néocalédoniennes. C'est là, non une exception, mais un phénomène très répandu.

b) Comment interpréter le plus logiquement les veinules d'antigorite traversant un grain d'olivine (à orientation optique unique) ? Et le réticulum de magnétite qui est une règle quasi-générale dans les péridotites serpentineuses ? Et les zones antigoritiques, en écailles d'oignon, autour de *nuclei* de péridot ?

Peut-on concevoir que le péridot se développe alors en progressant sur l'antigorite et la magnétite et en incorporant celle-ci ? Nous l'admettrions à la rigueur comme possible si, précisément, il n'y avait pas ces évidentes pseudomorphoses du pyroxène orthorhombique. Or les contours à limites mutuelles (« mutual boundaries » des métallogénistes) sont une règle quasi-constante, dans nos péridotites, entre le péridot et l'enstatite (Pl. X, fig. 2). Donc les temps de cristallisation de ces deux minéraux se recouvrent largement. Si donc l'antigorite pseudomorphose l'enstatite, donc lui est postérieure, elle est aussi largement postérieure à l'olivine.

1. Et même d'un Insecte [Lacroix, 1903 et 1942, p. 91] pseudomorphosé en « nouméite ».

Avias [1949, p. 444] ne nie pas une partie de ces faits puisqu'il rappelle lui-même l'« aptitude au pseudomorphisme de l'antigorite ».

Mais il ne semble pas les accepter comme cas général. Comment ne pas voir pourtant puisque ces faits sont précisément généraux, puisque les antigorites nickélifères [*S. Caillère, 1936*, p. 308] sont superficielles et formées à des températures tout à fait basses, puisque « la serpentine est la plus stable jusqu'à 500° environ » [*Bowen* et *Tuttle, 1949*] c'est précisément parce que l'antigorite est un minéral de températures moyennes à très basses, donc nécessairement *tardif* ?

D'ailleurs la variété amorphe isotrope, d'antigorite, si fréquente dans nos péridotites (cf. la « serpophite » de certains auteurs [*Rogers* et *Kerr, 1942*]), s'est très vraisemblablement déposée à partir de gels à basse température. Les variations assez considérables de biréfringence dans les produits ayant la composition antigoritique seraient dues, soit à des températures de cristallisation différentes, soit peut-être à des actions mécaniques [*Lodočnikow, 1936*]. Tel est le cas général.

Autres cas. — Par contre que des péridots et des pyroxènes puissent être postérieurs à l'antigorite n'est pas seulement une possibilité théorique. Cela semble démontré par des observations de Weinschenk, par exemple. Dans des fissures de péridotites et de serpentines des Alpes centrales celui-ci a observé des cristaux d'olivine très frais. Lodočnikow [*1936*, § 183, 184] admet la formation de pyroxènes orthorhombiques « post-magmatiques », alors même qu'il est un partisan résolu de la postériorité de l'antigorite au péridot et au pyroxène *dans le cas général.*

Que cette marche inverse : antigorite, → olivine + enstatite + eau, expérimentalement réalisée, puisse s'être aussi réalisée dans la nature, cela n'est guère douteux. Encore, pour le démontrer faudrait-il un ensemble coordonné d'observations.

Or : 1) Ce n'est pas le cas dans les péridotites néocalédoniennes ; 2) cela ne s'accorderait absolument pas avec la répartition des zones les plus serpentineuses.

Dans notre secteur on trouve, par exemple, des serpentines dans les terrains de degré de métamorphisme le plus poussé, à savoir ceux de la Congo et de la Kamendoua, mais on trouve les péridotites les moins serpentineuses dans les grands massifs recouvrants et jusque dans leurs parties les plus superficielles, avec même des dunites absolument dépourvues d'antigorite. Comment alors concevoir cette marche inverse dans des conditions si superficielles ?

Conclusion. — Dans les grandes masses péridotiques néocalédoniennes l'antigorite remplace le péridot et le pyroxène. Il y a donc bien eu « serpentinisation » de péridotites et non « péridotisation » de serpentines.

B. *RÉPARTITION DES SERPENTINES.* — Nous ne nous étendrons pas sur ce sujet car il intéresse particulièrement la question des conditions de la serpentinisation, que nous avons renoncé à examiner dans ce mémoire.

Il nous faut cependant mentionner qu'en Nouvelle Calédonie on rencontre les serpentines franches, ne présentant aucune relique des minéraux primaires, de préférence dans les masses et fils « inclus », et surtout *dans les plus petits*, qui sont fréquemment *entièrement serpentinisés*. C'est pourquoi nous employons si souvent le terme de « fil serpentineux ». Tel est le cas, notamment, de presque tous les fils serpentineux inclus dans les basaltes paléogènes. Dans les grands laccolites, tels que le Oua-Tilou et celui de la haute Téné (et même dans de beaucoup plus petits) on rencontre au contraire de grands volumes de harzburgites reconnaissables.

La serpentinisation complète est également fréquente dans les grandes masses recouvrantes mais alors elle se localise plus particulièrement, soit dans la « sole pédieuse » basale, soit dans des

zones internes particulièrement disloquées, et même bréchisées, soit dans des contacts de corps chromifères (non dérangés). Mais on la rencontre aussi dans certains rubans des harzburgites non dérangées et il est absolument impossible d'établir une règle générale sur la répartition de cette serpentinisation totale. Rien que ce très bref énoncé suffit à convaincre, ou seulement à confirmer, que le problème des causes de la serpentinisation est difficile.

IV. Age des péridotites et serpentines.

Celui-ci ne peut être déterminé que d'après l'âge des formations dans lesquelles les roches ultramafiques sont intrusives, avec ou sans métamorphisme de contact, et d'après celui des formations contenant des galets ultramafiques.

1. Nous avons dit que les péridotites et serpentines se sont introduites dans des terrains sédimentaires de tous âges jusques et y compris le flysch éocène II du bassin de Bourail. Ainsi, dans la vallée de la Kouri et sur la haute rivière du Cap on en rencontre de petits pointements, soit dans le flysch, soit à son contact avec l'Éocène I.

De plus les fils serpentineux sont légion dans les basaltes paléogènes. Ou bien ils sont postérieurs aux basaltes — ce que nous ne pensons pas car il serait bien étonnant qu'ils s'y soient introduits sans traverser fréquemment les phtanites sous-jacents — or ce fait reste tout à fait rare — ou bien ils sont synchrones des basaltes — opinion à laquelle nous nous rallions plus volontiers (voir aussi V. Interprétations génétiques).

Enfin les grands massifs recouvrants qui ne sont pas charriés, mais reposent sur les basaltes, ne peuvent être que postérieurs à ces basaltes ou à la rigueur en être synchrones [1]. Or nous avons vu (p. 101 et 126) que les basaltes, au moins partiellement contemporains du flysch éocène II, sont soit entièrement éocènes supérieurs, soit éocènes supérieurs et oligocènes. Il ressort de ces faits que les grands massifs recouvrants et au moins une part des roches ultramafiques incluses sont d'âge éocène supérieur ou plus récent.

2. Des galets de roches ultramafiques n'apparaissent avec évidence au plus tôt que dans le Miocène de Népoui, et d'ailleurs à divers niveaux de la formation. Si l'on admet l'âge aquitanien-burdigalien de celle-ci on voit que *certaines roches ultramafiques néocalédoniennes, et notamment de grandes masses comme le Kopéto seraient donc très vraisemblablement d'âge éocène supérieur ou plutôt oligocène.*

Dans l'Oligocène il faudrait sans doute placer : une part des émissions basaltiques sous-marines, les mouvements qui ont plissé celles-ci et qui font suite à ceux amorcés dès la limite Éocène I-Éocène II, enfin l'émission des péridotites et les mouvements ayant, en certains points, reployé leur surface basale.

Telle est à notre avis la conclusion la plus vraisemblable et qui s'appliquerait à la grande majorité des roches ultramafiques néocalédoniennes.

Cependant nous relevons dans la littérature plusieurs mentions de débris de péridotites dans des formations plus anciennes que le Miocène de Népoui. C'est d'abord Deprat [1905] qui a cru pouvoir annoncer la présence de nouméite détritique dans l'Éocène néocalédonien. Nous avons déjà indiqué que Deprat avait travaillé sur des matériaux récoltés par Piroutet, mais alors sans le contrôle de celui-ci. Piroutet, dans sa thèse [p. 249], a protesté contre le procédé et surtout contre les conclusions de Deprat. Il a nié l'existence de nouméite et de débris de péridotites dans l'Éocène.

1. En admettant l'émission en partie simultanée des basaltes et des péridotites, ces dernières « glissant » sur des basaltes non consolidés, suivant un mécanisme hypothétique que nous évoquerons au § V.

Plus récemment, Grekoff et Gubler [1951], dans leur coupe du forage de Gouaro [p. 286] et dans celle de la Néra [p. 287], c'est-à-dire dans l'Éocène II du bassin de Bourail, signalent : de l'olivine, de la serpentine, et même des « galets de serpentine ». Pour notre part nous n'avons jamais pu déterminer ces minéraux dans nos préparations d'Éocène II. Nous ne voudrions cependant pas nier qu'ils puissent exister dans la formation, d'autant que, si notre hypothèse de la contemporanéité de certaines serpentines avec les basaltes est bien exacte, il serait possible que l'on en retrouve des débris dans le flysch, partiellement contemporain des basaltes. Cependant ce point mérite d'être revu de plus près.

De toute façon, aucun fragment de roche ultramafique n'apparaît dans des formations plus anciennes que l'Éocène II. Ni les conglomérats ou grès de la formation à charbon, ni les conglomérats et arkoses de la formation de la Congo, ni les grès de la formation de Néhoué et du bassin de Koumac n'en contiennent. *Aucune roche ultramafique n'était donc dénudée aux temps antééocène II.*

Dans la Congo nous avons même pu montrer que les serpentines sont bien postérieures aux conglomérats (p. 41).

Pelatan a admis [1892, p. 27] l'existence de « roches vertes » anciennes ; ce seraient les dolérites du N de l'île. Or, les produits du métamorphisme de ces dolérites sont, surtout sur la rive droite du Diahot, fréquemment associés à des serpentines. Faudrait-il donc admettre l'existence de serpentines « anciennes » ? Glasser [1904, p. 44], à propos des dolérites du N, écrit aussi : « une première série de roches éruptives, vraisemblablement la plus ancienne ». Et Lacroix [1942, p. 6], influencé sans nul doute par l'âge présumé algonkien des paraschistes du N, a estimé que l'âge des péridotites (sous-entendu « post-nummulitiques ») diffère profondément de celui des serpentines accompagnant les glaucophanites du N de l'île. Cette distinction d'âge est sans doute une des raisons qui l'ont conduit à étudier certaines serpentines dans son mémoire sur les glaucophanites [1941, p. 55]. Lacroix a figuré [Pl. III] la structure « lamelleuse » de la serpentine des schistes cristallins, en la différenciant quelque peu de la structure « ébouriffée » des serpentines post-nummulitiques. Il note cependant des termes de passage entre ces structures.

A la vérité la micrographie ne saurait venir ici à l'appui de la chronologie. Les structures des serpentines sont intimement liées aux pressions qu'elles ont subies, et ces pressions n'ont rien à voir obligatoirement avec l'âge. On peut trouver des serpentines récentes aussi laminées et aussi schisteuses que celles, prétendues anciennes, des schistes cristallins du N de l'île. Et comme nous avons montré que ceux-ci sont d'âge mésozoïque et même éocène, il n'y a aucune raison pour considérer leurs serpentines comme plus anciennes que les autres.

Nous ferons cependant cette réserve que, lorsque l'on parle de l'âge de roches ignées, il s'agit, dans beaucoup de cas, d'une donnée vague puisque la montée de cette roche ignée a pu s'échelonner sur un assez vaste intervalle de temps [1]. Ainsi les masses et fils « inclus » dans diverses formations néocalédoniennes ont bien pu s'y introduire et y cristalliser à divers moments de l'histoire de l'orogène, par exemple lors de la phase de plissement « anté-Congo » de l'arc septentrional. Mais il n'est pas possible de le prouver. Et il reste certain qu'aucune roche ultramafique n'a été soumise à la dénudation — peut-être avant l'Éocène II (?) — et, à mon avis, avant le dépôt du Miocène de Népoui.

Conclusion. — L'âge de la plus grande partie des péridotites et serpentines néocalédoniennes, et notamment des massifs recouvrants, s'encadrerait entre l'Éocène supérieur et l'Aquitanien-Burdigalien. Il serait donc très vraisemblablement *oligocène* [2].

1. Nous écrivions, à propos des ophiolites alpines [*1944*, p. 141] : « Il resterait... à préciser aussi ce qu'il faut entendre par « âge » pour des montées dont le développement a suivi la longue histoire des surfaces listriques ».

2. Nous sommes donc d'accord avec Piroutet, qui écrit [p. 249] qu'elles sont toutes *post-nummulitiques*, en voulant manifestement dire « postérieures au Nummulitique néocalédonien ». Piroutet ignorait d'ailleurs l'existence du Miocène.
L'âge oligocène est ici proposé sous réserve de l'attribution du Miocène de Népoui à l'Aquitanien-Burdigalien (voir à Miocène).

Nous avons par ailleurs montré (p. 139) que leur pénéplanation et leur latéritisation ont probablement commencé dès le Miocène [1].

Comparaison avec d'autres régions. — En Nouvelle Zélande, dans l'île du Sud, tout ce qu'on sait avec certitude est l'antériorité des péridotites et serpentines au Pliocène et « on ignore si elles sont synchrones de l'orogénèse post-Hokonui, c'est-à-dire du début du Crétacé ou si elles sont plus anciennes ». Dans l'île du Nord elles sont probablement éocènes [*J. J. Reed, in Geol. Survey... 1948*, p. 42-43].

En Nouvelle Guinée, dans la région de Port-Moresby, serpentines et gabbros, intrusifs dans l'Éocène, seraient, au moins partiellement, paléogènes ou plus récents.

Dans l'orogène des Moluques, l'âge des péridotites pourrait être « crétacé tardif à éocène précoce, en tout cas certainement pré-miocène » [*Westerveld, 1952*] mais, de l'avis de Brouwer [*1947*, p. 25] : à Célèbes il est difficile de se prononcer sur leur âge, et à Timor il se pourrait qu'elles fussent toutes prétertiaires.

Dans les monts Arakan-Yoma les injections basiques et ultrabasiques eurent lieu à l'Éocène précoce [*Tainsh, 1950*, p. 828].

Ainsi, en dehors de la Nouvelle Calédonie, des mises en place de péridotites semblent pouvoir avoir pris place, en divers points du Pacifique occidental, durant le Paléogène. Leur âge est fort généralement mal connu et il semblerait que ce soit encore en Nouvelle Calédonie qu'on puisse le serrer de plus près.

V. Les interprétations génétiques.

Les idées qui ont été avancées à propos de la formation des péridotites sont d'une telle diversité qu'il est devenu extrêmement difficile de faire la part de ce qui peut être réellement cas d'espèce et de ce qui est apport imaginatif des auteurs. Nous n'avons nullement l'intention de passer en revue la copieuse bibliographie que nous avons dépouillée depuis plusieurs années, mais encore nous faudra-t-il évoquer diverses opinions pour mieux situer le problème de la genèse et de la mise en place des péridotites de la Nouvelle Calédonie.

Précisons que nous laisserons complètement de côté le point de vue physico-chimique. Sans aucunement méconnaître les expériences de Sosman [*1938*] de Bowen et Tuttle [*1949*], non plus que la notion d'un « magma » qui serait une sorte d'émulsion de cristaux dans du liquide [*Sosman, 1938* ; *Shand, 1948* ; *Raguin, 1948*], nous avons désiré nous limiter ici aux interprétations qui peuvent se déduire des seules observations « naturalistes ».

A. *HYPOTHÈSES RELATIVES A LA FORMATION ET A LA MISE EN PLACE DES PÉRIDOTITES ET AUTRES ROCHES BASIQUES EN GÉNÉRAL.* — Nous allons rappeler d'abord très rapidement, non la conception magmatique, dite « classique » — encore que celle-ci soit susceptible de bien des modalités et des aménagements — mais les conceptions « transformistes » [2]. En quoi celles-ci peuvent-elles nous apporter plus de lumière sur les péridotites néocalédoniennes et trouvent-elles ici quelque appui ?

1. Un calcul simple montre, si l'on adopte une épaisseur moyenne de 10 m pour les latérites en place (elles sont très fréquemment beaucoup plus épaisses), que la formation de ces latérites suppose la destruction d'une colonne de péridotite de 50 m de haut ; donc une réduction d'altitude de 40 m. Mais la réduction d'altitude des massifs péridotiques par seule corrosion chimique depuis le début du Miocène a certainement été bien plus notable car il faut tenir compte des oscillations négatives du niveau de base entraînant une forte érosion des latérites.

2. Nous avons exposé plus longuement et partiellement discuté ces conceptions dans une conférence (1951) aux « Colloques de Pétrographie » de la Faculté des Sciences de Paris, organisés par le Professeur J. Jung.

1. « Endomorphisme » d'un magma granitique ou d'autre composition. — *a*) L'hypothèse appliquée par M. Longchambon aux lherzolites pyrénéennes dérive, dans une certaine mesure, des études de Lacroix sur les péridotites à hornblende du massif de Querigut [*1898*]. Elle suppose, comme à Querigut, l'arrivée en contact de dolomies et d'un magma granitique, ou plus exactement d'un « magma déjà rendu très calcique par absorption des calcaires du Lias » [p. 45].

Pour ce qui concerne les lherzolites pyrénéennes elle est déjà hautement discutable car, notamment, elle nécessite un magma granitique d'âge secondaire ou, pour le moins, une « reviviscence » au Mésozoïque de granites plus anciens. Or rien ne démontre, jusqu'à nouvel ordre, cette reviviscence.

En Nouvelle Calédonie il manque le granite [1] et les immenses strates dolomitiques pour pouvoir appliquer l'idée de Longchambon.

b) Au contact de roches basiques et de calcaires magnésiens on a quelquefois signalé de la serpentine ; ainsi l'exemple cité du Cuddapah District, dans le S de l'Inde [*Murthy, 1950*].

Une telle formation ne peut évidemment pas être attribuée aux péridotites néocalédoniennes, ne serait-ce que pour la raison que les roches sous-jacentes aux massifs recouvrants sont laviques.

2. Hypothèse des « fronts basiques ». — La notion de front basique est, au fond, très apparentée à celle de « polarité » (loi de polarité de Lodočnikow [*1936*]). A l'extérieur de zones en voie de granitisation et de migmatisation progresseraient Mg, Ca, Fe, qui n'entrent qu'à faibles teneurs dans le granite. Introduite par C. E. Wegmann [*1935*] [2], développée par les études de D. L. Reynolds [*1944, 1947*], adoptée ou suggérée dans divers exemples par H. H. Read [*1948*], F. Ellenberger [*1948*], Goodspeed [*1948*], J. Reed [*1948*], etc..., cette conception a pris rapidement une forme protéenne. Beaucoup de géologues — et nous en sommes — estiment que le front basique est visible dans certains cas et sur une petite échelle. Mais est-on en droit ici de transposer ce qui se passe à l'échelle du mètre ou de la carrière à des aires très étendues ?

D'un côté, Bowen [*1948*, p. 88] s'y oppose énergiquement, car il cherche en vain le front basique qui aurait dû être expulsé lors de la mise en place de l'énorme batholite granitique du Coast Range de Colombie britannique. De l'autre, Van Bemmelen [*1950*] n'hésite pas à considérer que les ophiolites représentent des « culminations cafémiques » en avant des zones en voie de granitisation.

L'application des fronts basiques ne serait pas soutenable en Nouvelle Calédonie. Il faudrait postuler : 1) qu'une zone en voie de granitisation et migmatisation est en profondeur, et inobservable, 2) qu'en progressant à travers tous terrains, depuis les séricitoschistes jusqu'aux basaltes paléogènes, elle aurait partout abouti à l'expulsion et à la concentration des mêmes éléments chimiques, en proportions toujours convenables pour la formation de péridotites, et surtout 3) que ce phénomène aurait laissé indemnes de toute réorganisation minéralogique et structurale des roches telles que les basaltes paléogènes.

3. Métamorphisme général de formations variées, avec concentrations et tous apports d'éléments chimiques nécessaires pour aboutir à des péridotites.

a) *A partir de sédiments carbonatés magnésiens.* — Il est à peine besoin de rappeler que des silicates magnésiens : diopside, olivine, peuvent prendre naissance, par « dédolomitisation », dans des conditions de métamorphisme général, à partir de calcaires magnésiens [*R. Masson, 1938*]. De ce fait d'observation peut-on passer à la conclusion que des masses imposantes de péridotites se seraient ainsi formées ?

1. Pas complètement mais celui-ci est de cristallisation plus récente que les péridotites.

2. Ce distingué géologue a montré, dans deux conférences à la Sorbonne (mai 1951) que, bien que l'initiateur de cette notion, il se gardait de la généraliser.

Ce pas a été franchi par L. Bertrand et M. Longchambon [*1913*]. Les « faits » invoqués par ces auteurs ne tiennent pas ; notamment la localisation des roches vertes du Queyras à un certain niveau stratigraphique — ce qui n'est pas — qui serait magnésien — ce qui n'est pas non plus [*Routhier, 1945*].

Imaginons néanmoins, en Nouvelle Calédonie, l'hypothèse d'un vaste et épais feuillet de dolomie ou de calcaire magnésien qui se serait métamorphisé en péridotite, et si totalement qu'il n'en resterait plus aucune relique.

On aboutirait alors à ce paradoxe que les dolomies de l'Éocène I, qui sont plus anciennes, plus profondes, souvent plus intensément plissées que les péridotites seraient, elles, restées indemnes de toute silicatation. Or, elles sont siliceuses et elles réunissaient donc les conditions requises pour former des silicates magnésiens.

b) *A partir de roches sédimentaires variées.* — S. Van Biljon [*1949*] a développé récemment une théorie génétique tout à fait nouvelle sur le « lopolite » du Bushveld. Cette théorie s'appuie sur des observations apparemment solides qui sont essentiellement d'ordre stratigraphique. Une analyse en a été donnée par E. Raguin [*1949*].

Nous n'en retiendrons ici que deux éléments. Certains bancs de norite du Bushveld dériveraient de quartzites ; certains calcaires serpentineux dériveraient de niveaux calcaires. Pour certaines roches ultrabasiques au moins, il semble que, dans l'esprit de l'auteur, la dérivation aurait donc lieu à partir de roches carbonatées, pour certaines roches basiques (norites) à partir d'autres roches.

Van Biljon recourt, pour introduire les éléments qui manquent dans les roches sédimentaires initiales, et notamment ceux des minerais (chrome, fer) à des « solutions » [p. 122]. L'argumentation de cet auteur apparaît comme forte — encore que sa carte ne soit pas très convaincante en raison d'une certaine discontinuité des affleurements. Ce travail original a soulevé l'intérêt des pétrographes et nous invite, en tout cas, à tout réenvisager.

Je ne vois pas qu'une telle genèse puisse s'appliquer aux péridotites de la Nouvelle Calédonie. D'abord l'élément de démonstration essentiel de Van Biljon n'y est pas. On ne peut pas faire la preuve d'un *passage latéral* des péridotites ou serpentines à des formations sédimentaires. Surtout pourquoi les dolomies de l'Éocène I, dans le substratum, seraient-elles restées intransformées ? pourquoi les phtanites de cet Éocène I (qui ne sont que des quartzites à grain fin) n'auraient-ils pas évolué, ici aussi, en norites ?... etc.

On voit assez le genre de questions qui peuvent se poser dès que l'on tente de généraliser. Si l'on n'y peut pas répondre par des faits positifs *et locaux* on n'est pas en droit d'étendre des conclusions obtenues ailleurs [1].

c) *A partir de roches volcaniques.* — Avias [1949] a émis, à propos des péridotites néocalédoniennes, une hypothèse qui comporte deux aspects : 1) la serpentine serait antérieure à la péridotite, 2) « certaines serpentines résulteraient de la serpentinisation métamorphique de certaines roches essentiellement volcaniques sous l'influence d'un apport ou d'une concentration, sans doute par diffusion dans les réseaux cristallins de certains ions métalliques, notamment du magnésium » [1949, p. 446-447].

Le nombre des « arguments » invoqués par Avias et le mode muséologique de présentation de ces arguments rendent difficile une discussion ordonnée. Au surplus je ne pourrais les discuter tous point par point sans allonger démesurément ce chapitre théorique. Néanmoins force nous est de réserver une place assez importante à cette discussion.

1. Certes cette position ne peut être poussée à l'excès. Mais quand nous écrivons « locaux » on comprend bien qu'avec leur extension les péridotites néocalédoniennes constituent un matériel de choix qui peut et doit être considéré en lui-même.

1) Antériorité de l'antigorite aux minéraux de la péridotite. — J'ai noté plus haut (voir p. 204) ce qu'il en faut penser et je ne crois pas que beaucoup de naturalistes soient disposés à conclure d'après les données expérimentales si les critères paragénétiques s'y opposent. Dans le même esprit il est bon de se souvenir que des renversements complets des paragénèses « habituelles » sont connus dans certains gîtes métallifères [*Bolze* et *Schneiderhöhn, 1951*]. Il n'en reste pas moins que les paragénèses « habituelles » subsistent. *Dans la très grande majorité des cas l'antigorite est plus tardive que péridot et pyroxène.*

2) « Serpentinisation » métamorphique, etc... — Examinons donc quelques-uns des arguments ou observations avancés par Avias, puis les faits ou corollaires laissés de côté par cet auteur.

Les arguments. — La lobation et les digitations « mimant les formes d'une progression d'imbibition ou de diffusion en milieu subhomogène » [Avias, 1949, p. 440]. Cette observation ne s'applique pas aux massifs « recouvrants » qui ne lancent pas d'apophyses. Du moins attendons nous que l'on en fasse la démonstration (voir p. 187).

— « Les affleurements des péridotites sont le plus souvent harmoniques par rapport aux directions structurales maîtresses de l'île » [p. 441]. Ceci est complètement inexact pour les « massifs recouvrants » (voir § I A, 1 et 2) et ne s'applique qu'aux massifs et fils que j'ai appelés « inclus ».

— « Quand les péridotites contiennent des filons de cuivre ou des amas de chromite manganésifère, les andésites encaissantes contiennent alors précisément des filons de cuivre et des amas manganésifères ». Argument singulier, car ce n'est pas *alors*, mais c'est *partout* que les coulées basaltiques (andésitiques d'Avias) contiennent des lentilles d'oxyde de manganèse et des indices de cuivre. Sans doute est-il bon de rappeler à ce propos que F. Blondel [*1942*, p. 31-32] a très justement fait observer qu'en dehors de quelques associations lithologiques exclusives, beaucoup de gisements d'un métal déterminé présentent une « probabilité variable suivant la nature du magma dont ils dérivent ». Si certains métaux, comme précisément manganèse et cuivre, sont ubiquistes, que peut-on en conclure ?

— Le plus souvent les péridotites « reposent sur » ou semblent « interstratifiées dans » les terrains encaissants [p. 441]. Avias semble attribuer [1] à ce « reposent sur » la valeur d'une impression. J'ai montré ce qu'il faut en penser (voir § I A, 1).

— « Pseudomorphisme de la zone serpentineuse et des formations encaissantes » [p. 441]. Avias a-t-il observé, dans les « andésites » encaissantes qui seraient les roches-mères des serpentines, un litage, une disposition en bancs, une architecture intime comparable à celle que j'ai indiquée pour les péridotites (voir § II B, 1))?

La citation de Piroutet, qui aurait vu des « conglomérats digérés par la serpentine », se place dans mon secteur d'étude. Je n'ai rien vu de tel et ne peut donc nier formellement le fait. Et d'ailleurs, s'il était vrai, en pourrait-on conclure à une « serpentinisation de proche en proche, en milieu solide ». Les formes extraordinaires des serpentines ne suggèrent-elles pas une grande « mobilité » et ne pourraient-elles s'introduire entre les galets d'un conglomérat disloqué ? De toute façon l'observation de Piroutet devrait être revue, et Avias ne signale rien de comparable.

— « Passage insensible et transitionnel entre serpentines et roches encaissantes » [p. 441]. Ce sont là des « impressions de terrain ». Piroutet en a éprouvées d'identiques et signale du métamorphisme de contact sans jamais le décrire. Un passage transitionnel doit être microscopiquement prouvé. Quant à nous, nous l'avons cherché en vain.

— « Absence, en Nouvelle Calédonie, comme ailleurs, de toute trace d'appareils volcaniques contemporains qui auraient été en relation avec les « batholites » de péridotites » [p. 443]. C'est précisément qu'il n'y a pas, en Nouvelle Calédonie, comme très probablement ailleurs, de « batholites » de péridotites. Nos « massifs recouvrants » sont absolument dépourvus d'enracinement sur place. Ils sont très probablement eux-mêmes des « appareils volcaniques » encore que le terme soit ici fort défectueux. Les autres peuvent être, ou bien « injectés » au sens classique, ou bien synchrones des basaltes paléogènes et alors partie intégrante de leur extrusion.

— « Aptitude au pseudomorphisme de l'antigorite » [p. 444]. Nous avons précisément montré (voir § III) que la serpentinisation des péridotites est bien le fait général ici, et il n'y a pas lieu d'y revenir.

— « On n'observe jamais la moindre trace de serpentinisation de l'olivine dans les basaltes » [p. 445]. Avias attribue cette remarque à Lacroix [1942]. Outre qu'en elle-même l'affirmation est plutôt étonnante car on peut voir fréquemment, dans les olivines de basaltes, des veines remplies d'un minéral bien voisin de l'antigorite (dont la biréfringence notamment est fort variable, par exemple dans les péridotites de la Nouvelle

1. Et semble oublier que j'ai mis en évidence ce dispositif par des levés cartographiques, confirmés par ceux d'Arnould.

Calédonie), Lacroix a écrit exactement [p. 42] : « la moindre trace de serpentinisation *dans le grand nombre de nodules à olivine étudiés par moi...* » (nous soulignons).

Nous limiterons là l'examen des arguments d'Avias.

Aucun des faits et arguments invoqués par Avias en faveur de sa thèse « solido-métasomatiste » et même métasomatiste tout court ne peut être considéré comme solidement fondé et comme ayant reçu un début de démonstration.

Les faits ou corollaires laissés de côté. — Je ne m'attarderai pas sur les faits car se sont précisément ceux que j'ai développés dans les paragraphes précédant cette discussion. Essentiellement : une indépendance structurale certaine des massifs recouvrants par rapport aux bandes plissées, une architecture des péridotites plus régulière et plus intime que celle indiquée par Avias et pour laquelle une hypothèse transformiste n'apporte aucune explication plus satisfaisante qu'aucune autre, l'absence complète de tout « métamorphisme » dans les basaltes sous-jacents aux péridotites, l'absence complète de silicatation des dolomies éocènes plus profondes que ces basaltes...

Une thèse transformiste de ce genre implique des corollaires géochimiques. Qui dit *concentration* de magnésium dans des roches volcaniques, dit nécessairement *départ* de Al, Ca, Na. Où sont les preuves lithologiques de ce départ ? S'il y a eu expulsion vers le haut c'est un recours pour Avias, au moins en ce qui concerne les massifs recouvrants dont la surface supérieure est une surface morphologique. S'il y a eu expulsion vers le bas on devrait trouver des roches hyperalumineuses sous les péridotites. S'il y a eu concentration « interne », le bilan n'est pas bouclé, si l'on tient compte des infimes volumes de roches feldspathiques présents dans la plupart des massifs.

Nous ne prolongerons pas cette discussion dont nous avons retranché beaucoup de détails, et terminerons en soulignant le verbalisme qui se traduit par : « équilibre instable », « tendance évolutive », « conditions du métamorphisme » [Avias, 1949, p. 450] [1].

B. *HYPOTHÈSE PROPOSÉE PAR L'AUTEUR.* — Pour expliquer *la position* des massifs recouvrants on peut suggérer plusieurs hypothèses :

1. Les massifs péridotiques sont charriés. — Cette hypothèse, suggérée avec prudence par Glasser [1904, p. 60], doit être écartée, car les surfaces basales sont régulières et non chaotiques, leur « sole pédieuse » de serpentine feuilletée s'explique très bien par une pression orientée et elle ne comporte aucune brèche tectonique, aucune ophicalcite ; aucun autre « terrain exotique » n'accompagne les péridotites, enfin le substratum de celles-ci n'est pas fragmenté en copeaux.

N. B. — Que des mouvements « internes » et localisés aient eu lieu dans les grands massifs est néanmoins attesté par la cataclase de certaines péridotites, par les déformations enregistrées par les ouénites et les gabbrodiorites à hornblende, par l'existence de zones de serpentine laminée, par les failles avec miroirs de friction accidentant certains gisements de chromite.

2. Ce sont des masses laccolitiques postérieures aux épanchements basaltiques. — Difficultés de fait : la surface supérieure des massifs « recouvrants » est une surface morphologique, plus ou moins accidentée ou pénéplanée ; on n'y voit aucun lambeau d'une ancienne couverture.

Comment, dans cette hypothèse, expliquer certains faits de disharmonie ? et pourquoi les laccolites n'auraient-ils pas partout harmonisé leurs formes sur les structures antérieures ?

L'hypothèse ne peut cependant être formellement exclue. Si on voulait la retenir elle impliquerait nécessairement une mise en place des péridotites sous une faible couverture. D'ailleurs, si une telle couverture avait existé, elle n'aurait guère pu être que volcanique car, dans le Miocène de Népoui, presque tous les débris sont empruntés aux basaltes ou aux péridotites.

1. Cette longue discussion était cependant rendue nécessaire, non pas seulement parce que l'hypothèse d'Avias a été publiée, mais parce qu'on voit des auteurs tels que Perrin et Roubault [*1951*, p. 105] et Barth [*1952*, p. 226] en faire état et même s'en saisir sans la soumettre à un examen critique. On peut donc retourner à certains transformistes à outrance (non à Barth) les reproches qu'ils ont adressés aux magmatistes *a priori*.

3. Ce sont des épanchements. a) *Cas de la Nouvelle Calédonie.* — Dans cette hypothèse, on expliquerait que les péridotites puissent venir au contact d'autres terrains que les basaltes, bien que, pour l'essentiel, elles se soient étendues sur ceux-ci.

Elle expliquerait beaucoup mieux que toute autre les faits de disharmonie. Cependant nous ne nous dissimulons pas qu'il reste une difficulté. Si l'extrusion des péridotites avait été aérienne, on devrait trouver quelques traces d'une érosion continentale, intercalaire, entre basaltes et péridotites, et du remplissage par les péridotites d'une morphologie, même molle. Ce n'est pas le cas. Admettre d'autre part une pénéplanation quasi-parfaite avant les péridotites paraît très difficile parce qu'on devrait aussi retrouver les produits de cette pénéplanation.

Si, au contraire, l'extrusion des péridotites avait été sous-marine nous y trouverions d'abord une suite aux émissions, également sous-marines, de basaltes. On pourrait concevoir beaucoup mieux un nivellement sous-marin des basaltes, évoquant celui des « guyots » du Pacifique actuel, nivellement qui ne laisserait pas nécessairement des produits sur place. A cet égard on attend avec intérêt les résultats complets des recherches entreprises sur la chaîne sous-marine récemment découverte entre les Hawaï et Wake Island. Les conditions de profondeur que l'on peut supposer nécessaires pour la cristallisation de péridotites riches en eau pourraient avoir été assurées par une épaisse tranche d'eau.

L'absence de modifications chimiques et minéralogiques lors des déformations des ouénites et des gabbro-diorites plaide, avons-nous vu, en faveur d'une histoire à faible profondeur et à basse température (voir § II A 2).

Quant à l'architecture des péridotites (§ II B 1, 2), Fairbairn [*1949*, p. 146] a suggéré qu'« elle serait due à un écoulement semi-solide alors que la cristallisation était déjà très avancée », idée qui cadrerait assez bien avec celle que divers pétrologues se font du « magma péridotique » et même du « magma » tout court [cf. *Sosman*, 1938 ; *Shand*, 1948, *Raguin*, 1948]. A vrai dire cette architecture reste encore inexpliquée, quelle que soit l'hypothèse proposée.

Pour être objectif nous devons noter que le seul témoin à peu près décisif en faveur d'un épanchement sous-marin, à savoir des dépôts marins soulevés à haute altitude avec les péridotites, manque totalement. Au moment du dépôt du Miocène de Népoui les péridotites étaient déjà largement émergées.

Dans cette hypothèse aurait eu lieu, sans doute à l'Oligocène, sur toute la surface du sillon néocalédonien, l'extrusion d'une gigantesque nappe péridotique, par-dessus les basaltes. *Cette extrusion serait postérieure au gros des mouvements cénozoïques* [1] mais, dans certaines régions, des jeux plicatifs, en général à grand rayon de courbure, auraient reployé la surface basale ; en d'autres régions ce reploiement aurait été plus intense (ex. Tiébaghi).

Quant à la cheminée d'ascension, à la zone radiculaire de l'effusion, n'est-il pas possible de la voir dans la grande langue très redressée qui s'allonge de Thio à Monéo, sur la côte est [2] ? Et la grande inflexion, du NE au SW, du bord des péridotites entre Thio et Tomo n'évoque-t-elle pas très fortement le mouvement d'avancée de la nappe effusive ? Cette zone radiculaire présumée dans l'E correspondrait alors à une ligne structurale majeure entre la Nouvelle Calédonie et les actuels fonds pacifiques.

Dans quelle mesure les massifs péridotiques situés sur la côte ouest, plus au N que Poya, auraient-ils en quelque sorte passé par-dessus l'arc métamorphique septentrional ? Nous ne l'entrevoyons pas clairement. Ou bien il reste possible de concevoir l'écoulement longitudinal dans la sorte de « rigole » constituée par le sillon médian.

1. J'ai montré (voir Éocène) que les mouvements cénozoïques se sont amorcés, au moins dans le bassin de Bourail, entre l'Éocène I et l'Éocène II.

2. La carte gravimétrique au 400.000e [Crenn, 1953] montre, dans cette région, entre Houaïlou et l'île Toupeti, une bande à fort gradient qui traduit bien l'enfoncement rapide en mer de cette « racine » ultrabasique.

Une telle hypothèse d'un déferlement des péridotites par-dessus tous les terrains peut paraître osée, encore plus celle d'un écoulement longitudinal le long du sillon. On peut se demander si le dispositif ne serait pas symétrique, si le massif du S ne viendrait pas de l'E, tandis que les massifs occidentaux viendraient de l'W. C'est ce que semble supposer la géophysicienne Y. Crenn, qui écrit [1953, p. 37] : « De Tiébaghi à Bourail existe en profondeur un bourrelet de la couche basaltique ayant donné naissance aux coulées existantes ; au travers de celui-ci on trouverait des intrusions de péridotites ayant donné naissance aux massifs » (sous-entendu recouvrants). Suivant cette hypothèse il faudrait donc admettre, à l'W et à l'E, deux mécanismes assez différents. A l'W les péridotites auraient percé à travers les basaltes ou dans le contact entre ceux-ci et les terrains sédimentaires, puis se seraient étalées à la surface. Au contraire, le massif du Sud serait encore en connexion avec sa racine orientale.

Du point de vue géologique cette hypothèse ne semble pas très plausible, en raison des observations suivantes : 1) absence de racines, de cheminées d'ascension des péridotites au travers des basaltes ou entre eux et les terrains sédimentaires ; 2) allure des structures superficielles. Un dispositif symétrique, en forme de « blague à tabac », du sillon néocalédonien, presque nécessaire dans cette hypothèse, aurait dû imposer à l'ensemble des plis une allure en éventail convergent. Or, la réalité est plutôt le contraire, un éventail divergent.

Aussi ne voyons-nous pas la nécessité absolue d'une double origine des massifs ultrabasiques tant que des investigations en mer, à l'W de l'île, n'auront pas démontré, ou au moins fait soupçonner, la présence d'une autre zone radiculaire, comparable à celle de la côte est.

Bien que les représentations graphiques des spéculations géotectoniques restent toujours d'un simplisme affligeant, nous allons résumer notre hypothèse dans un schéma (fig. 22), en supposant que le sillon néocalédonien est un sillon liminaire (L. Glangeaud), formé sur le bord de la « Tasmantis », à son contact avec un fond océanique de composition péridotique, peut-être recouvert par du basalte et une fine couche de sédiments [*Hess* et *Maxwell, 1953*]. Il nous faut imaginer qu'au Paléogène, une dissymétrie du sillon est apparue qui aurait abouti à une forme en genou de son bord oriental. Ce genou aurait pu alors se rompre. Du basalte se serait d'abord épanché et aurait été plissé tandis que le resserrement continuait. Puis le flanc normal péridotique du genou aurait suivi le mouvement et aurait glissé vers l'W [1] peut-être sur un « tapis » de lave basaltique relativement mobile. En d'autres points les péridotites s'avançaient sans doute sur des basaltes déjà consolidés et plissés, ainsi que sur d'autres terrains. Dans ces zones superficielles, n'étant soumises à aucun serrage et s'étalant à la manière d'une lave fluide, elles ne pouvaient être intensément plissées. Elles furent plus tard ondulées à grand rayon et, exceptionnellement, fortement ployées (Tiébaghi). Nous n'excluons pas la montée possible de basalte et aussi de péridotite à travers le remplissage sédimentaire du sillon, à partir de cisaillements (?) de la couche basaltique « intermédiaire ».

Il n'y a pas lieu d'insister plus longuement sur ce schéma qui, à vrai dire, reste sans fondement tant qu'on ne disposera pas de données sur la géologie sous-marine et de données géophysiques en mer, à l'E de l'île. Le fond océanique est-il ici péridotique sur une assez grande largeur ou la racine du massif du S se réduit-elle à une étroite bande ne dépassant guère la côte est ? Les Loyalty, îles les plus proches, ne nous montrent que très peu d'affleurements de basalte indaté, recouvert de calcaires coralliens. Sous ce basalte existe-t-il de la péridotite ?

Il ne faut pas se dissimuler par ailleurs, qu'arrêter le sillon sédimentaire sur la côte est, le long de la « racine » des péridotites, reste tout à fait arbitraire. Au N de Bâ, en effet, cette racine disparaît, les plis viennent prendre la côte en écharpe et le dispositif est certainement différent.

Enfin notre hypothèse d'un énorme « épanchement fissural » ne prétend pas exclure d'autres possibilités, ou même réalités.

1. Ainsi les péridotites néocalédoniennes ne représenteraient pas autre chose que du substratum péridotique océanique «mis à jour ». Hess et Maxwell [*1953*] en admettent la possibilité dans les arcs insulaires mais déclarent que les roches ultramafiques avec lesquelles ils sont familiers apparaissent comme intrusives.

Il y a bien aussi, en Nouvelle Calédonie, d'authentiques laccolites, sills et filons-couches péridotiques, tels que la masse de la haute Téné et le Oua-Tilou et une multitude d'autres plus petits. Quant aux fils inclus dans les basaltes paléogènes, ils pourraient bien avoir été émis en même temps que ceux-ci. En effet, il serait curieux que l'on trouvât si peu de serpentines dans les phtanites de l'Éocène I sous-jacents aux basaltes, si elles avaient traversé les phtanites avant de s'installer dans ceux-ci.

On pourrait évidemment s'étonner que des serpentines accompagnent des basaltes absolument dépourvus d'olivine ou d'antigorite, et même à excès de silice exprimé. Mais nous noterons que le phénomène ne serait pas unique.

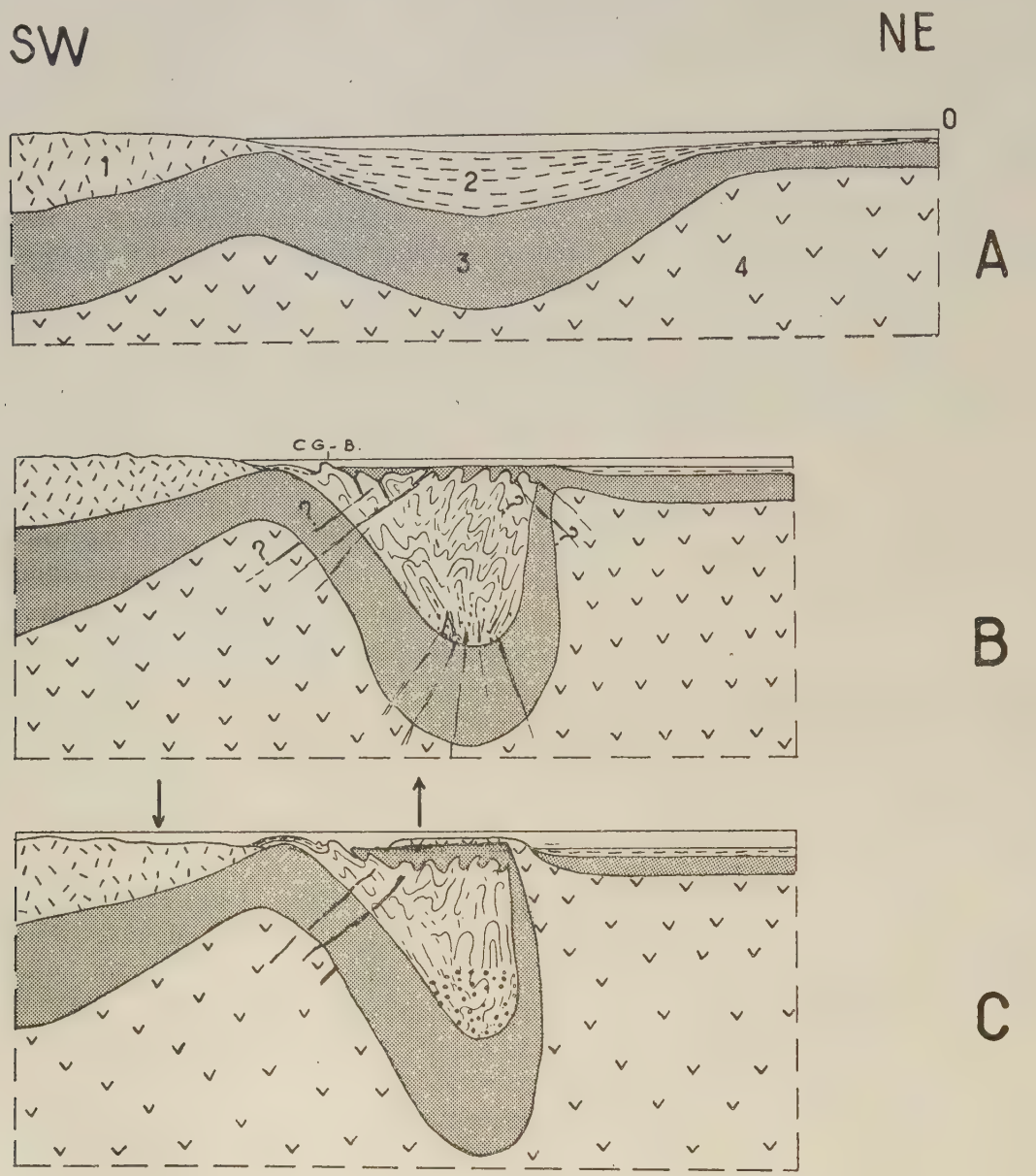


Fig. 22. — Schéma montrant la mise en place des péridotites « recouvrantes » dans l'hypothèse d'une chaîne liminaire simple.

A : Avant l'Éocène moyen ; le sillon liminaire est rempli de sédiments, il est encore sensiblement symétrique. — B : A l'Éocène moyen ; le « pli-racine » basaltique se resserre, sur son bord oriental s'amorce une structure en genou, le contenu sédimentaire se plisse (formation de l'arc Cap Goulvain-Bourail). A l'Éocène supérieur ; montée de basaltes (et de serpentines) mis en mouvement le long de cisaillements ? puis le plissement continue. — C : A l'Oligocène ; le genou oriental est rompu, du basalte s'épanche d'abord, les péridotites suivent le mouvement avec un certain retard, sans doute glissent-elles à partir du point haut de la voussure orientale ; sur la voussure occidentale et en lisière de la Tasmantis les sédiments sont restés peu plissés (cf. flysch de Bourail). Puis a lieu une remontée du sillon, en même temps qu'une descente de la Tasmantis qui sera bientôt complètement ennoyée (flèches).

1 : Tasmantis (matériel sialique). — 2 : Sédiments du sillon liminaire (géosynclinal papou). — 3 : Couche supposée basaltique (on a admis qu'il n'existe pas de matériel granitique entre basalte et sédiments du sillon. — 4 : Couche de composition péridotique. — CG-B : Arc Cap Goulvain-Bourail.

Dans l'appareil ophiolitique de l'Insecca, en Corse, que nous avons qualifié de « vulcano-pluton » sous-marin [*Routhier, 1946*], les gabbros et microgabbros, très proches des serpentines et qui en sont sensiblement contemporains, ne contiennent pas d'olivine. Netelbeek [*1951*] qui, dans sa thèse sur cette région de Corse, s'est rallié intégralement à nos vues, écrit [p. 35] « Si nous nous figurons que la masse ophiolitique constitue un seul grand vulcano-pluton sous-marin (Routhier) les différences d'âge entre gabbro et serpentinite (formés sur place par différenciation magmatique) ne peuvent pas être grandes. Une chose pourtant continue à nous étonner, c'est que nous n'avons trouvé nulle part des types de transition entre ces roches ». En d'autres termes Netelbeek n'a pas trouvé non plus de gabbros à olivine ou à antigorite. Le fait est certes étonnant. Plus généralement il semble que les gabbros anciennement à olivine soient plutôt rares dans les ophiolites. Expression des « permanences statistiques dans les magmas » de B. Choubert [*1947*]. Les roches ignées tendent souvent à se séparer en types bien tranchés (bien que pour le pétrographe de laboratoire tous les intermédiaires existent). Acceptons-le actuellement comme un fait.

Nous supposerons donc aussi, en Nouvelle Calédonie, que les serpentines incluses dans les basaltes pourraient être très sensiblement synchrones de ceux-ci, et faire partie intégrante de leur extrusion.

b) *Cas analogues dans d'autres régions.* — La possibilité d'extrusions ultrabasiques a été avancée depuis longtemps (par ex. *in Cole* et *Gregory, 1890*). Les écrits de G. Steinmann [*1927*] et F. Kosmat [*1937*] et de beaucoup d'autres auteurs ont montré la très grande fréquence des serpentines dans l'association radiolarites-ophiolites qui est *toujours sous-marine.*

Il faut reconnaître que cette fréquence n'est pas une preuve absolument convaincante de l'origine extrusive de certaines serpentines. Il est possible qu'elles succèdent, dans certains cas, aux roches épanchées, en montant éventuellement à travers celles-ci, et qu'il faille alors admettre, comme W. Klüpfel [*1941*, p. 191] que le plutonisme succède au volcanisme et ne lui est pas simultané. Cependant, pour notre part, nous ne pensons pas, comme H. H. Read [*1948*, p. 3] que « des liaisons entre roches grenues et laviques soient une projection d'une vue théorique fondée sur l'interprétation d'observations fragmentaires ».

Si les serpentines associées à des roches feldspathiques présentent si souvent avec celles-ci des contacts francs, on pourra toujours arguer, évidemment, qu'elles sont postérieures et intrusives. Mais on ne doit pas perdre de vue la très grande mobilité témoignée par les serpentines dans les déformations. Elles peuvent même se comporter comme gypse et sel dans le cœur de plis diapirs [*Taliaferro, 1943* et *Fleming, 1947*]. De telles constatations nous invitent à ne pas conclure trop hâtivement à une disposition véritablement « intrusive ».

L'hypothèse d'un vaste épanchement péridotique sous-marin, que nous avançons pour la Nouvelle Calédonie, trouve des points de comparaison dans d'autres régions, à la lumière de travaux récents.

Ainsi J. H. Brunn [*1950*, p. 990 et conférence à la Sorbonne, 1951] a reconnu dans le Pinde septentrional une indubitable liaison entre pillow-lavas superficiels (avec radiolarites), roches microgrenues et grenues (gabbros et diorites) et péridotites. L. Dubertret [*1952*] a reconnu la même succession de haut en bas dans le NW de la Syrie, et cette succession est ici *remarquablement plane* et n'a pas été ultérieurement tectonisée : analogie avec certains massifs péridotiques néocalédoniens. Ces ophiolites de Syrie n'accompagnent pas une nappe de charriage ; elles semblent s'être répandues tout d'une pièce et être sorties par de grandes fissures. On peut se demander si les péridotites néocalédoniennes, elles aussi, n'auraient pas été autrefois recouvertes de roches feldspathiques microgrenues et microlitiques. Nous n'en avons aucune preuve.

La possibilité d'extrusions ultrabasiques est encore mentionnée à propos de la serpentine (pétrolifère) du champ « Chapman » du Texas par Lalicker [*1949*, p. 286-288]. Des serpentines de Cuba, J. Whitney Lewis a écrit [*1932*, p. 543 et 549] : « qu'elles se répandirent en laccolites et sills au-dessus de la formation crétacée, *ou en coulées à la surface* ».

Dans les Indes orientales les péridotites et serpentines sont extrêmement fréquentes, en par-

ticulier tout le long de l'« orogène des Moluques », depuis les monts Arakan-Yoma en Birmanie jusqu'au district de Surigao, à Mindanao (Philippines). A ces masses ultrabasiques s'associent des gabbros ; diorites et granites sont très rares et très localisés (exemple : Ceram) — analogie avec la Nouvelle Calédonie. Les péridotites atteignent leur développement maximum dans l'arc oriental de Célèbes.

Suivant les concepts classiques, et d'ailleurs en général parfaitement exacts, il est admis que les péridotites de l'orogène des Moluques sont « pré-orogéniques à synorogéniques » [*Westerveld, 1952*]. Cependant deux coupes reproduites par Umbgrove [*1938*] apparaissent curieuses. L'une, due à G. A. Molengraaff, montre, à Timor, une sorte de feuillet péridotique à surface de base plane sur un substratum à structure « chaotique » (Prétertiaire, Paléogène, Miocène inférieur). L'autre, due à Koolhoven montre, à Célèbes oriental, un feuillet du même genre sur un substratum plissé. Dans ces deux coupes la surface basale des péridotites recoupe les plis du substratum ; analogie pour le moins curieuse avec certains faits observés en Nouvelle Calédonie.

Nous ne relevons la suggestion qu'en passant car elle est peut-être tout à fait superficielle. Les deux coupes en question comportent certainement une large part d'interprétation et Brouwer [*1947*, p. 45-48] a observé presque partout dans l'E de Célèbes des contacts anormaux, mylonitisés, entre roches ultrabasiques et roches sédimentaires. Cependant est-on vraiment obligé de voir partout dans les Moluques des péridotites charriées ? N'y aurait-il pas eu quelquefois, là aussi, de vastes épanchements qui ont bien pu être, postérieurement, repris par des jeux mécaniques ? Brouwer [*1924*, p. 17] a d'ailleurs depuis longtemps suggéré qu'une serpentine de l'île Groot-Obi (Moluques), reposant sur une andésite à amphibole, pourrait être effusive.

***

Conclusion. — Dans cet exposé sur les péridotites néocalédoniennes nous avons montré qu'il faut écarter les notions de batholites et de charriage. Les plus grosses masses péridotiques de la Nouvelle Calédonie recouvrent les autres terrains, et notamment les basaltes paléogènes et leur surface basale se présente en disharmonie évidente avec les plis serrés de l'ensemble de l'île et même quelquefois avec les plis de leur substratum immédiat.

Une grande part de ces massifs a été démantelée et il est très probable que les péridotites ont occupé autrefois tout le sillon néocalédonien, entre l'arc métamorphique septentrional et la voussure méridionale.

L'absence d'enracinement sur place et l'apparition tout à fait tardive — sans doute à l'Oligocène — de ces péridotites rendent admissible l'hypothèse d'un vaste épanchement qui se serait étendu dans tout le sillon et, pour l'essentiel, par-dessus les émissions basaltiques paléogènes. Peut-être la racine de cet épanchement doit-elle être uniquement cherchée sur la côte orientale actuelle. Par rapport à la portion actuellement visible de l'orogène néocalédonien les grandes masses péridotiques sont en quelque sorte surajoutées.

Quoi qu'il en soit de la validité de notre hypothèse, les faits d'observation ici relatés, et notamment l'apparition des péridotites à la fin même du développement orogénique du sillon néocalédonien, sont assez originaux pour nous convier à reviser la généralisation du schéma classique de la succession magmatique lors d'un cycle orogénique.

Si divers auteurs, et par exemple Hess [*1938*], ont justement considéré que, dans les arcs insulaires, les péridotites se sont mises en place pendant « la première grande déformation », c'est-à-dire au moment du « down-buckling » crustal, il ne faudrait pas trop généraliser. *Dans certains orogènes, ou mieux certaines parties d'orogènes, comme la Nouvelle Calédonie, les péridotites se comportent comme des bavures nettement postérieures à la première déformation de leur substratum* [1].

1. H. Hess et J. C. Maxwell [*1949*] ont déposé au 7e Congrès Pacifique des Sciences le résumé d'une intéressante communication (encore non publiée). Ils fondent la réalité et l'unité de leur « tectogène papou », moins sur son expression

GISEMENTS MINÉRAUX AFFILIÉS AUX PÉRIDOTITES (Appendice). — Nous nous limiterons ici aux principaux résultats essentiellement pratiques, leur étude devant prendre place autre part [1].

1. Trilogie nickel-cobalt-fer, liée à la latéritisation des massifs péridotiques.

Gisements de nickel. — Des observations de Glasser [1904], de de Chételat [1947] et des nôtres, et des enseignements fournis par les prospections et exploitations, se dégage aujourd'hui la certitude que la concentration superficielle du nickel — sous forme silicatée ou autre — est un phénomène lié à la latéritisation et en est même une phase intermédiaire. On trouvera donc des silicates de nickel partout sur le bed-rock de l'ancienne pénéplaine latéritique sur péridotites (voir p. 139 et 235). *Les minerais de nickel sont donc nécessairement partout sous les latérites ferrugineuses en place, qui forment des surfaces planes, horizontales ou à faible pente.*

Bien entendu cette notion n'est économiquement valable qu'à l'échelle de surfaces assez vastes car, dans le détail, la répartition des teneurs et des puissances minéralisées est capricieuse et notamment soumise aux détails morphologiques du bed-rock. En général, jusqu'ici, les exploitations étaient restées confinées à la périphérie des manteaux latéritiques (voir fig. 17 et pl. XII, fig. 1, 2 et 3), sauf dans quelques exploitations récentes (plateau de Thio, sur la côte est). Ou bien la relation du nickel avec la latéritisation et avec l'ancienne morphologie ne fut pas entrevue, ou bien, quand elle le fut, on n'osa pas en déduire l'application systématique qu'elle comporte.

Les réserves de minerai de nickel sont donc nécessairement considérables. Certaines estimations antérieures, suivant lesquelles les réserves ne représenteraient que quelques décades d'exploitation, sont bien en-deçà de la vraisemblance. A seule fin de montrer un *ordre de grandeur* beaucoup plus vraisemblable, on calcule, en se basant sur la surface approximative des latérites et en prenant d'autres éléments plutôt sous-estimés, qu'au rythme d'exploitation actuel et même au rythme double prévu, *la durée du nickel néocalédonien doit être estimée en siècles* (de l'ordre d'une dizaine).

Cet ordre de grandeur devrait porter des conséquences considérables pour l'organisation économique du pays.

N. B. — Dans cette évaluation il n'est pas tenu compte du nickel (hydroxydé) dans les latérites. Si l'on a quelques indications sur les teneurs en Ni et Co des latérites en place, il reste à étudier la répartition de ces métaux dans les vastes champs de latérites alluvionnaires au pied des massifs péridotiques.

Gisements de cobalt. — Les connaissances n'ont guère progressé depuis le rapport de Glasser [2]. Le sort économique du cobalt à faible teneur dans les latérites semble lié à celui du nickel latéritique (cf. études en cours au Nicaro Plant de Cuba), et aussi aux conditions créées par les progrès de la récupération du cobalt de certains minerais d'argent, de plomb et zinc, de nickel-cuivre et de pechblende.

Gisements de fer latéritiques. — Sur leur genèse quelques observations d'ordre géologique ont déjà été apportées [Routhier, 1952]. Nous avons indiqué en particulier que la latéritisation ne progresse guère sur les serpentines franches et se développe essentiellement sur les roches contenant une proportion importante de péridot.

Aucune évaluation des « réserves » n'est possible car aucune prospection importante n'a jamais été entreprise et on ignore les conditions limitatives (teneurs en alumine, nickel et chrome) qui pourront être imposées par les utilisateurs éventuels des nations voisines. On peut cependant montrer, sur l'exemple du dôme de Tiébaghi, que *l'évaluation des tonnages de fer métal doit se faire en dizaines de millions* (et peut-être même en *billions*) *de tonnes*, comme pour les gisements comparables de Cuba.

L'avenir économique du fer néocalédonien sera déterminé par la possibilité d'élimination surtout du nickel, en teneurs ici nettement plus élevées qu'à Konakry et même, en général, qu'à Cuba et par le volume des besoins des utilisateurs éventuels (Australie, Nouvelle Zélande, Japon). Pour plus de détails sur ces gisements, on se reportera à l'étude donnée dans le « Symposium sur le Fer » [Routhier, 1950].

topographique, que « sur les intrusions péridotiques serpentinisées ». Nous sommes d'accord avec ces auteurs avec cette restriction que le tracé de leur tectogène ne coïncide pas exactement avec celui de la « racine » des péridotites, qu'il faudrait très probablement chercher approximativement sur la côte est actuelle, ou plus à l'E.

1. Depuis la rédaction de ce mémoire nous avons donné (*Écho des Mines et de la Métallurgie*, n^{os} de septembre et octobre 1953), sur les ressources minérales de la Nouvelle Calédonie, un article plus circonstancié, auquel nous prions le lecteur de se reporter (note ajoutée en cours d'impression).

2. Des études privées sur la répartition du cobalt à faible teneur dans les latérites sont actuellement en cours. Il faut souhaiter qu'elles soient conduites de façon assez large et assez systématique pour présenter un intérêt industriel. Le problème le plus délicat sera celui de la concentration et de la récupération et il est assez loin d'être économiquement résolu.

2. Gisements de chrome. a) *Corps de chromite « en roche »*. — Nous nous sommes consacré surtout à l'étude de ceux du massif de Tiébaghi. Nos observations de terrain et microscopiques montrent qu'il faut considérer la majorité des chromites de ce massif comme relativement « tardives », mais antérieures à la serpentinisation. Elles n'ont été que localement injectées dans les péridotites encaissantes et, pour l'essentiel, représentent des lentilles et filons-couches dont la ségrégation est contemporaine du rubanement des péridotites, et harmonique par rapport à celui-ci.

Une rose de fréquence des directions de rubanement et de joints (fig. 21) montre de plus que les importantes mines de Tiébaghi et Chagrin, et plusieurs indices intercalés, s'allongent bien individuellement suivant la direction de plus grande fréquence.

Une ligne ou « bande » minéralisée s'allonge, au sommet du dôme, certainement sur plus de 2 km (fig. 23) ; une autre ligne, en grande partie masquée par les latérites, pourrait exister sur le flanc ouest du dôme.

Ce sont là des *guides structuraux de première importance* pour conduire les prospections, soit à partir de la surface, soit à partir de mines exploitées. Des applications pratiques en seront suggérées ultérieurement, mais d'ores et déjà on peut indiquer que des réserves très importantes sont prévisibles dans le dôme de Tiébaghi.

D'une façon générale les gros gisements ou indices de chrome sont dans les massifs recouvrants. Nos observations et l'expérience montrent que les corps de chromite sont toujours très petits, très étranglés et très discontinus dans les « fils » serpentineux ; ils sont « à l'échelle » de leur enveloppe et ne présentent pas d'intérêt économique.

Exceptionnellement des corps chromifères peuvent être en contact avec, ou traversés par, des gabbros et diorites à hornblende. La chromite est alors beaucoup plus riche en alumine, et aucun enrichissement mécanique ne saurait modifier ce caractère. Ce fait ne saurait être local, car il a été constaté en d'autres points du monde, et les prospecteurs devront le tenir pour une règle lithologique et géochimique.

Enfin, l'étude des contacts des corps chromifères nous a fréquemment montré des liserés d'une serpentine « congénère » (Pl. XXIII, fig. 3 et 5), dérivant de roches dunitiques ou sub-dunitiques dont l'altération superficielle est bien différente de celle des harzburgites banales encaissantes. Bien que ces liserés semblent en général fort étroits, ils pourraient éventuellement servir de guide lithologique, surtout pour raccorder des indices de chromite.

b) *Chrome détritique*. — Jusqu'ici on s'était limité à exploiter des gisements particulièrement riches : colonnes chromifères (éluvionnaires) dans les latérites en place ou sub-en place, ou sables de plages. Dans un rapport inédit à l'O. R. S. O. M. [1947] nous avions souligné que les réserves de chrome apparemment les plus considérables étaient contenues dans des terres rouges alluvionnaires d'aspect banal.

Dans cette voie avait récemment démarré, au pied du Kopéto, une importante exploitation (Calmet) de chrome détritique à basse teneur (5 à 10 % de Cr_2O_3 environ) et gros tonnage [1]. Des teneurs de cet ordre sont certainement loin d'être l'exception dans les latérites de piedmont.

Une règle géochimique peut-être générale, en tout cas très fréquente, est que *le rapport chrome/fer des chromites détritiques est nettement plus bas que celui des chromites en roche* : 2.2 — 2.4 contre 3 — 3.2 (ou plus).

Encore que ce fait ne puisse être actuellement complètement expliqué, il est à présumer qu'il faut le mettre au moins en partie, en liaison avec une modification chimique de la chromite dans les latérites. Cette interprétation est confirmée par la présence de colloïdes chromifères (« chrome soluble ») dans les latérites.

3. Gisements de giobertite. — En dehors de rares petits filons ou filets dans les péridotites (giobertite « autochtone »), probablement formés *per descensum*, toute la giobertite provient de l'expulsion de la magnésie lors de la latéritisation des grands massifs péridotiques, ou de l'altération des petits affleurements, essentiellement serpentineux, surtout inclus dans les épanchements basaltiques.

Sur ces derniers se forment, dans les régions basses, à écoulement lent, des champs de rognons de giobertite « autochtone ». Quant à la magnésie expulsée lors de la latéritisation des grands massifs elle est entraînée jusqu'à leur pied, et quelquefois loin de celui-ci, et forme, dans les alluvions de piedmont, soit des lits de carbonate de magnésium pulvérulent, soit des rognons de giobertite : gisements chimiquement « allochtones » (Pl. XXII, fig. 4).

1. Cette exploitation a cessé dès fin 1952, après une vie fort brève (9 mois). Les raisons techniques qui expliqueraient cet échec pouvaient être largement prévues d'après des expériences antérieures, plus limitées ; et en particulier la basse valeur (2. 4) du ratio Cr/Fe. Aussi il ne serait pas juste que l'échec d'une entreprise mal étudiée portât un préjudice « moral » aux chromites détritiques néocalédoniennes et il faudrait s'attacher, dès maintenant, à des recherches minéralogiques, chimiques et physiques, d'abord au laboratoire.

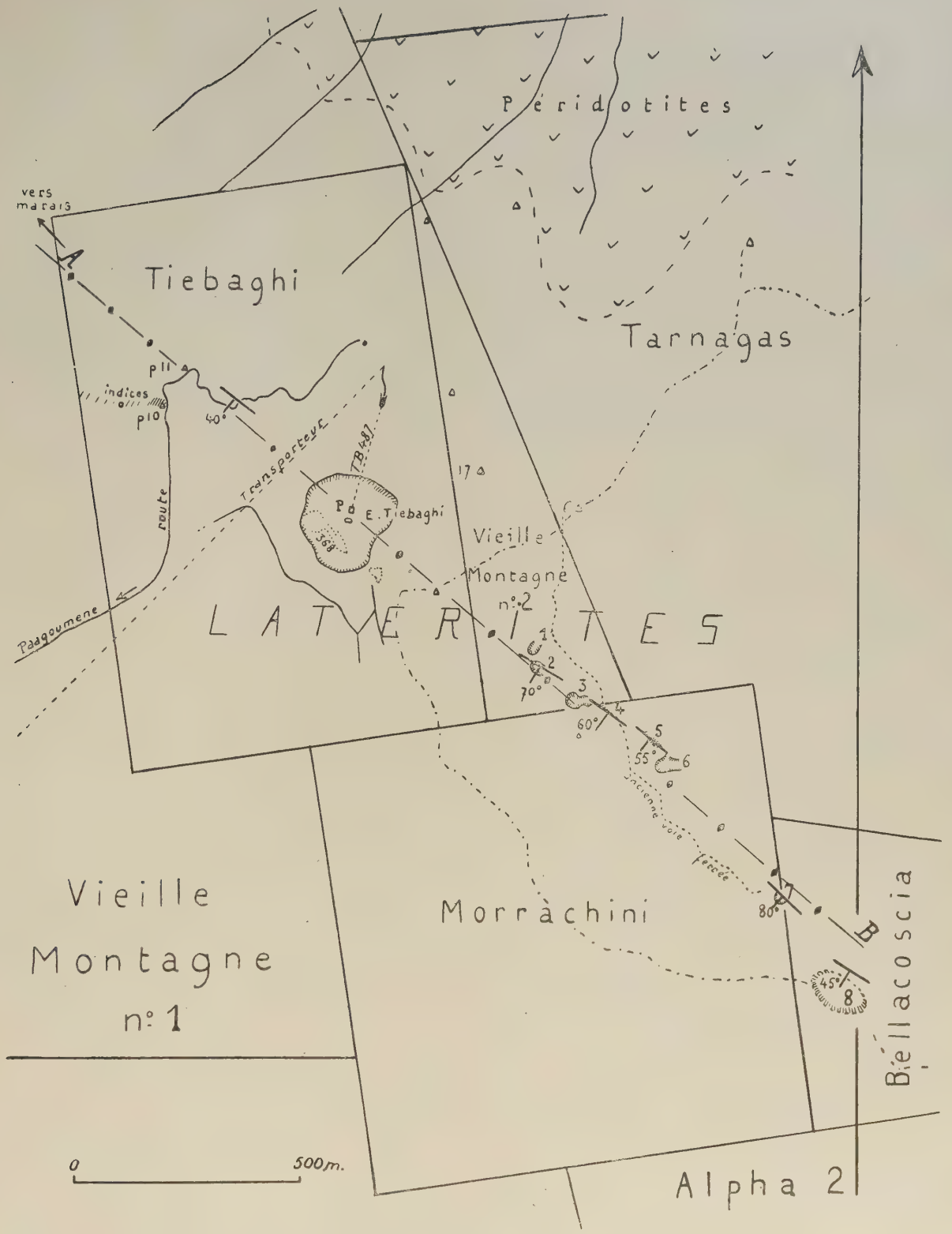


FIG. 23. — Alignement des indices chromifères au sommet du dôme de Tiébaghi.

1 à 8 : Affleurements de chromite au SE de la Tiébaghi ; E. Tiébaghi : entonnoir de la mine de Tiébaghi (ancienne exploitation). En pointillé : plan de la minéralisation au niveau 368 ; P : puits de la Tiébaghi ; A-B : Axe moyen des indices de chromite. Cet axe présente la direction « de plus grande fréquence » 310° (voir fig. 21).

On notera que les directions individuelles des indices sont toutes, à quelques degrés près (au maximum 10°), parallèles à cet axe moyen et, en même temps, au rubanement des péridotites. Leur pendage est variable, mais toujours au SW, comme celui du rubanement.

N. B. — Ce schéma, établi sur la base d'une carte au 10.000e très défectueuse et d'un plan de surface au 1.000e de la mine de Tiébaghi, doit être tenu pour purement figuratif de la disposition d'ensemble.

Ces derniers gisements sont très probablement les plus importants du point de vue volumétrique.

Les analyses que nous avons recueillies montrent que peu de giobertites néocalédoniennes seraient satisfaisantes pour la fabrication de produits réfractaires. Toutefois il serait bon de procéder à des prospections beaucoup plus systématiques que celles jusqu'ici entreprises, en tenant compte des conditions géologiques de gisement, auxquelles pourraient peut-être correspondre des différences chimiques. Dans l'état actuel des connaissances il n'est pas possible de décider s'il existe, dans notre secteur, des gisements exploitables de quelque importance.

Aucun indice d'*asbeste* réellement intéressant n'a été relevé.

La question du *platine* n'a pas progressé.

Enfin, les minéralisations sulfurées sont extrêmement rares et ne présentent sans doute aucun intérêt économique. Nous n'avons à mentionner qu'un petit indice de cuivre dans un petit massif de serpentine laminée, dans le haut de la rivière Mahlec (f. 1).

Cette rareté est l'expression de la règle géochimique très générale que *les minéralisations sulfurées* (de nickel-cuivre) *ne se développent que dans ceux des appareils de roches ultrabasiques et basiques contenant des roches feldspathiques* (*basiques*) *abondantes.* Là où les roches feldspathiques sont très peu abondantes, comme c'est le cas général en Nouvelle Calédonie, les sulfures manquent.

Notamment les sulfures de nickel restent ici des curiosités minéralogiques, sur lesquelles il n'y a pas lieu de fonder un espoir.

ESSAI TECTONIQUE

Nous ne pensons pas devoir donner un développement important aux considérations structurales en partant d'une stratigraphie encore aussi décousue et fragmentaire que celle que nous avons exposée. De plus, ici encore plus qu'ailleurs, se fait sentir sérieusement l'inconvénient de ne pouvoir actuellement utiliser que les documents de notre secteur.

Cette impossibilité nous enferme dans un cadre trop restreint. Ainsi les six coupes que nous présentons seraient-elles beaucoup plus instructives si elles traversaient toute l'île. Quoi qu'il en soit, force nous est de tirer le meilleur parti possible de circonstances défavorables, en attendant de pouvoir tenter une synthèse structurale plus valable.

I. Caractères généraux de l'architecture néocalédonienne.

Précisons d'abord ce qu'elle n'est pas.

Premier fait important : cette chaîne où sont connus de puissantes formations « compréhensives » médiocrement fossilifères, de vastes masses de roches ultrabasiques, des terrains métamorphiques avec des roches à glaucophane, ne montre *aucune trace de charriage* de quelque importance. Certes on y peut mettre en évidence des chevauchements mais d'amplitude réduite.

Nous rapprocherons ce trait négatif de cet autre : par le travers de l'île il n'est pas possible, dans notre secteur, de reconnaître, pour un âge déterminé, des zones isopiques vraiment distinctes (voir notamment la discussion relative aux faciès du Trias et du Lias). Fait exception l'Éocène II, au cours duquel des rides ont séparé, dans le bassin de Bourail, le bassin du flysch de l'aire des coulées sous-marines.

Deuxième fait important : aucune fracture « jeune », aucun jeu récent de fracture ancienne n'affectent la Nouvelle Calédonie et, simultanément, elle ne porte aucune trace d'un volcanisme récent, post-oligocène, et n'est affectée par aucun séisme [1] notable. Par ces caractères elle diffère profondément de la Nouvelle Zélande, très particulièrement de l'île du Nord et aussi de la Nouvelle Guinée. Sur l'arc papou elle constitue donc un segment stable et, comme nous l'avons noté, stabilisé *avant* la Nouvelle Guinée et la Nouvelle Zélande.

***

A. *SCHÉMA D'ENSEMBLE DES STRUCTURES. LES INFLEXIONS LONGITUDINALES.* — Nous allons d'abord examiner l'allure générale du plan architectural puis étudier quelques particularités structurales locales.

Dans l'ensemble, les directions des plis sont conformes à celles de l'allongement de l'île, parallèles aux côtes, et du type « pacifique ». Mais de nombreuses inflexions accidentent ce plan général. On en verra un très grand nombre d'exemples sur les cartes géologiques au 100.000e. Nous ne retiendrons ici que les lignes directrices.

1. A l'exception toutefois de certaines localités de la côte est (Canala par exemple) où sont quelquefois ressentis de légers séismes. Piroutet en a ressenti cependant à Téoudié (côte ouest) et en signale un autre dans le massif du Koniambo en 1909 [p. 271]. Il ajoute : « Les tremblements de terre sont assez fréquents en Nouvelle Calédonie ». Nous n'en avons pourtant ressenti aucun pendant notre séjour (1946-49), mais l'« Annuaire de la Nouvelle Calédonie » pour 1946, précise [p. 57] qu'« une ou deux secousses sismiques sont ressenties chaque année par les Calédoniens ».

1. L'arc métamorphique septentrional. — L'inflexion longitudinale majeure nous apparaît sous la forme d'une dorsale métamorphique que j'ai qualifiée de : dorsale Congo-Ouagap, orientée WE, qui détermine, sur la côte est, la saillie du cap Touho. Suivant l'allongement de cette dorsale apparaissent les importants massifs péridotiques du Tchingou et du Oua-Tilou-Cantaloupaï.

Il n'est pas possible de voir dans cette direction ouest-est de la dorsale métamorphique une simple inflexion de la direction générale des plis cénozoïques. Elle correspond en effet à quelques traits singuliers dans l'histoire géologique de l'île. A la lisière occidentale de cette dorsale apparaissent les conglomérats rouges de la Congo et de la Kamendoua. Nous avons montré qu'il y a eu là, aux temps mésozoïques, entre le Trias supérieur et le Sénonien — et peut-être au Jurassique supérieur — une émersion, donc une *phase orogénique pré-éocène certaine*. Il se dessinait là un arc insulaire.

Nous avons souligné d'autre part les différences pétrographiques qui séparent les terrains métamorphiques de la région de la Congo et ceux de la rive gauche, et même d'une bonne partie de la rive droite, du Diahot. Ici le métamorphisme a affecté une partie de la formation des grauwackes et il aurait été stoppé à la suite de l'orogénèse de la Congo, au moins sur le revers occidental de l'arc, tandis que dans la région septentrionale il serait monté continûment dans une série mésozoïque essentiellement argileuse et même jusque dans les phtanites et calcaires éocènes.

Cette coudure vers l'E des terrains métamorphiques dans la région Congo-Kamendoua et dans le fond du bassin de Koné est donc connectée à quelques particularités de l'histoire anté-éocène de cette région. Elle a donc toute chance d'être antérieure à l'orogénèse cénozoïque. C'est pourquoi nous considérons la direction W-E de la dorsale Congo-Ouagap comme une direction *ancienne*, bien antérieure au Cénozoïque.

Cette zone de coudure présente de plus une autre particularité structurale. La formation des conglomérats de la Congo et aussi les terrains métamorphiques y sont poussés sur la formation à charbon, depuis la Témala jusqu'à la région de Poindah, dans le bassin de Koné (fig. 5 A à 6 B).

L'arc métamorphique est donc poussé vers l'extérieur, phénomène bien connu et évident, par exemple en Nouvelle Zélande, dans les deux arcs opposés qui constituent l'île du Nord et l'île du Sud.

De nombreuses inflexions longitudinales sont également visibles dans les terrains métamorphiques du N.

Les plus accentuées sont sans doute sur la rive droite du Diahot (secteur Arnould). Mais elles sont nombreuses et évidentes aussi sur la rive gauche de ce fleuve et dans la presqu'île d'Arama. La torsion de la Fern-Hill (f. 2), à laquelle correspond la grande boucle du Diahot entre le Caillou et Saint-Ferdinand, fait passer les séricitoschistes, généralement orientés NW-SE à une direction NE ou NNE ; en même temps le front des glaucophanites dessine une grande torsion.

Plus loin au NW, à l'W de Forêt d'Oune, plusieurs lentilles de roches vertes présentent une orientation voisine de W-E, et une inflexion très nette au NE des séricitoschistes est visible sur la rive gauche de l'embouchure du Diahot, au N du S^{t} Tihndo (f. 1).

Au col d'Arama (f. 1), une bande de roches vertes qui comporte avec des serpentines, des basaltes en coussinets, et qui pourrait être rattachée au cortège d'épanchement paléogène, dessine un V très ouvert. A l'W de ce V commence une sorte de virgation dont la portion orientale présente l'orientation normale NW-SE, et la portion occidentale, une orientation souvent très voisine de W-E. Ainsi, près du mont Paala, un massif de roches surtout doléritiques contient de nombreuses intercalations de séricitoschistes (non figurables à cette échelle) qui dessinent un dispositif en chevrons emboîtés. La tendance à la direction W-E est très fréquente dans les séricitoschistes des vallées de Bouerabate, Nendjane, Golone et, au delà de Poum, dans la région presqu'île Tebane — Pointe d'Oumap — Nomoudja. C'est à une inflexion de ce genre, qu'est due probable-

ment la réapparition, très locale, des roches à glaucophanes entre Nomoudja et la Pointe Nolap, ces roches ayant disparu en mer à Port-Pilou.

Dans le détail, sur quelques décamètres ou même quelques mètres, la direction des séricitoschistes est extrêmement variable.

***

2. L'arc Cap Goulvain-Bourail et la voussure méridionale. — La torsion régulière des anticlinaux Cap Goulvain-Bourail est un des traits structuraux les plus remarquables des terrains cénozoïques. Ne s'y conforment pas seulement la formation phtanitique (Éocène I) mais encore la formation du flysch et les épanchements basaltiques paléogènes. Le flysch, qui plonge vers la mer, c'est-à-dire au SW, entre la baie de Gouaro et la rivière Paradeno, est presque horizontal un peu plus vers l'intérieur : c'est le dôme de Gouaro (f. 6), puis plonge doucement, à 10 ou 20° vers l'intérieur et finalement à 40-45° sous l'anticlinal des Trois-Frères. En même temps que cet anticlinal s'infléchit vers l'W, puis vers le SW, s'infléchissent également les directions dans le flysch et partout celui-ci vient plonger sous l'anticlinal.

De l'autre côté de l'anticlinal du Cap Goulvain on retrouve fréquemment, dans les épanchements paléogènes, une direction structurale W-E, marquée notamment par les intercalations de jaspes et argillites. C'est cette direction qui détermine la Pointe de la Croix Haute, près de Poya. On la retrouve même dans des détails tels que l'infime affleurement de gossan aurifère de la New Caledonia, entre le Cap et Poya.

Ainsi faut-il expliquer simultanément : la torsion des anticlinaux du Cap Goulvain, des basaltes et du flysch et le profond contraste structural entre les plis serrés et intenses de l'intérieur du bassin de Bourail et le dôme régulier et calme du flysch de Gouaro.

Une seule explication nous semble possible : *les anticlinaux Cap Goulvain-Bourail sont moulés sur une voussure profonde. Le flysch, reposant sur cette voussure, n'a pu subir de déformation qu'à grand rayon de courbure.* C'est cette voussure que j'ai qualifiée par abréviation à plusieurs reprises, dans l'étude stratigraphique, de voussure méridionale.

Cette hypothèse trouve un appui solide dans divers traits de l'histoire géologique. Un peu plus loin vers le SE, nous voyons l'Éocène transgresser sur le Lias dans la région du creek Aymes. Or, ici le Lias est peu déformé ; il plonge doucement vers l'intérieur. De plus on se souvient que Piroutet a présumé l'existence, au Trias, d'une terre occidentale au large de Moindou. La carte (f. 6) nous montre encore qu'à l'aplomb du col de Boghen toutes les formations éocènes se ferment rapidement pour laisser apparaître largement, d'abord la formation à charbon, puis les formations triasico-liasiques.

Au col de Boghen a donc lieu une nette et rapide surrection axiale.

Enfin, il est remarquable de constater que c'est précisément à l'aplomb de cette surrection axiale qu'eut lieu, dans la formation à charbon, une considérable accumulation de *grès* : grès de la Boghen d'une part, grès de Moindou d'autre part.

Tous ces faits s'agencent très bien si l'on admet que cette surrection axiale correspond à une *remontée du substratum anté-mésozoïque*, qui est restée un caractère permanent pendant toute l'histoire mésozoïque et cénozoïque.

L'existence d'une voussure profonde n'est donc pas un simple postulat d'origine géométrique [1]. Dès lors on voit la surface sommitale de cette voussure s'enfoncer rapidement vers le NE sous le bassin de Bourail et, vers le NW, sous la torsion du Cap Goulvain. *Les plis serrés Cap Goulvain-Bourail nous apparaissent comme littéralement emboutis le long de la bordure, rapidement infléchie, de cette masse d'arrêt* ou, si l'on veut, de cette « intumescence » profonde.

1. Et même la carte magnétique au 400.000e [Crenn, 1953] montre l'existence d'une anomalie positive sur la côte sud-ouest, au S du Cap Goulvain. Cette anomalie ne présente pas de relation évidente avec les roches de surface (essentiellement sédimentaires). La courbe + 200 μ épouse la position et la forme que nous supposons à notre « voussure méridionale profonde ». Peut-être alors celle-ci ne serait-elle que le bourrelet de la couche basaltique située à faible profondeur sous le bord occidental du sillon et en lisière de la Tasmantis, suivant le dispositif de la fig. 23.

Telle est l'hypothèse que je propose sur les coupes V et VI annexées au présent mémoire. Je dois faire, à propos de ces coupes, les réserves suivantes. Il m'est absolument impossible de fixer une profondeur certaine pour le substratum anté-mésozoïque, ni une épaisseur approximative pour les formations superposées et notamment pour le flysch. On comprend en effet que l'existence de cette voussure pose toutes sortes de problèmes stratigraphiques. Et notamment : sous le flysch de Gouaro pourrait-on retrouver l'Éocène I, la formation à charbon, le Lias et le Trias complets ? On a évidemment ici un domaine de sédimentation différent de celui de la région plissée plus interne. Plus au SE, dans le bassin du creek Aymes, l'Éocène transgresse sur du Lias, sans interposition de formation à charbon, ni de phtanites. Un dispositif identique serait tout à fait possible sous le dôme de Gouaro. Et nous suggérons cette possibilité en terminant en pointe l'Éocène I et la formation à charbon dans la coupe VI.

Il faut insister sur ce fait que l'arc Cap Goulvain-Bourail ne présente pas la même signification structurale que la courbe de l'arc métamorphique septentrional. Alors que, dans celui-ci, un déversement a eu lieu vers l'extérieur — vers sa convexité — *dans l'arc méridional au contraire le déversement a eu lieu vers l'intérieur, vers la concavité.* Ces deux arcs à convexité affrontées ne résultent donc pas de mécanismes identiques. L'un témoigne d'une avancée relativement libre, en restant comme maintenu à l'une de ses ailes (rebroussement de la haute Poualoa) ; l'autre est littéralement embouti.

***

3. Le sillon. — Entre l'arc septentrional et l'arc méridional on rencontre essentiellement des formations plus récentes que les conglomérats de la Congo, à savoir : la formation à charbon, l'Éocène I, et surtout les vastes épanchements basaltiques paléogènes et les grandes masses péridotiques recouvrantes. En général ces formations ne sont pas métamorphiques, mais elles sont intensément plissées, sauf les grandes masses péridotiques.

Cette zone médiane, qui s'infléchit dans le bassin de Koné-Pouembout en s'harmonisant sur la torsion WE de l'arc métamorphique, peut être qualifiée de « sillon », à la condition qu'on n'attribue pas à ce terme une signification paléogéographique trop rigoureuse. En effet, une lourde incertitude pèse sur l'extension ancienne de la formation à charbon et de l'Éocène sur l'arc septentrional. Dans certaines régions, comme celles de Congo et Kamendoua, il est très vraisemblable qu'au Crétacé subsistaient des aires émergées (cf. charbon de Tiéta) et que la mer ne s'avançait pas très loin sur l'arc vers le NE.

Depuis la Pouanlotch (f. 3) jusqu'aux rochers de Kovéi (f. 4), l'Éocène I est absent ou très sporadique et les basaltes paléogènes semblent bien transgresser sur la formation à charbon. Toute cette lisière méridionale de l'arc métamorphique et sa portion coudée constituent donc une zone singulière — et l'on peut admettre qu'à l'W il y avait bien un sillon.

Mais plus loin au NW, il semble en aller différemment. On voit d'abord, entre Gomen et la Ouaïème (f. 3), qu'Arnould figure un profond rentrant de la formation à charbon et de l'Éocène I. Entre Koumac et Ouégoa, l'Éocène s'avance presque jusqu'au Diahot et, avec la formation à charbon, il est affecté par le métamorphisme. Aucune discontinuité ne permet ici de séparer un arc métamorphique d'un sillon sédimentaire et il y a tout lieu de penser que la sédimentation marine a été ici continue pendant tout le Mésozoïque et l'Éocène.

Cependant la formation des grès et schistes feldspathiques de la haute Koumac (f. 2) laisse à supposer que cette sédimentation n'a pas été partout régulière et continue et que des mouvements ont pu avoir lieu ici durant le Mésozoïque.

Entre le régime Diahot et le régime Congo-Kamendoua-bassin de Koné il y a donc de nettes différences que nous avons cherché à réconcilier lors de l'étude des terrains métamorphiques, mais il nous faut attendre les informations définitives d'Arnould pour comprendre comment s'opère le passage.

***

4. Les « intumescences » ou axes métamorphiques médians. — En partant du fond du bassin de Pouembout, c'est d'abord l'axe de la haute Nounin (f. 4 et 5). C'est un arc en miniature qui semble se raccorder à l'arc septentrional par un rebroussement très accentué (rebroussement de la haute Poualoa). La même forme en arc se retrouve un peu plus au NE dans le Jurassique supérieur et la formation des grauwackes. Nous avons signalé l'existence de conglomérats et de charbon (liasique ?) de part et d'autre de cet arc (mont Guaradodou-haute Noembra). Sur sa prolongation sud-est, dans le fond du bassin de Poya, les calcaires à Bryozoaires quelquefois polygéniques, d'âge éocène, témoignent aussi de sa mobilité. Cet arc a donc présenté, probablement dès le Lias, une tendance à se développer aussi en une guirlande insulaire. Comme l'arc septentrional il est déversé vers le SW, vers l'extérieur.

Le rebroussement très net de la haute Poualoa peut suggérer, ici encore, l'existence d'une masse profonde. Or, on se souvient que nous avons décrit dans cette région une formation que nous avons hypothétiquement parallélisée avec notre Éocène II, et que cette formation très particulière est peu intensément plissée. Il n'est pas possible de ne pas voir une connexion entre ces faits qui nous rappellent le plissement à large rayon de courbure du flysch de Bourail sur la voussure méridionale.

Revenant au fond du bassin de Poya, nous voyons apparaître le gros laccolite serpentineux de Montfaoué (f. 5) qui envoie plusieurs digitations dans les plis serrés de Crétacé et d'Éocène, et qui, à sa pointe sud-est, s'insère dans des séricitoschistes. Ceux-ci constituent la pointe nord-ouest d'une vaste intumescence métamorphique qui s'étend suivant l'allongement de l'île. En apparence partiellement interrompue par le gros laccolite péridotique et serpentineux de la haute Téné, cette intumescence est en réalité continue et réapparaît, sous les péridotites, dans la haute Boghen et plus loin au SE (secteur Avias). Le laccolite de la haute Téné repose sur les terrains métamorphiques et, en plusieurs points, on le voit nettement s'insinuer entre ceux-ci et les formations sédimentaires du bassin de Bourail.

Cette intumescence métamorphique médiane est en gros rectiligne et n'affecte pas la forme d'un arc. Là où elle est en contact direct avec les formations sédimentaires, au fond du bassin de Bourail, elle plonge *sous ceux-ci*, et n'est donc pas déversée au SW comme les arcs précédents. Aucun fait stratigraphique n'impose, jusqu'à nouvel ordre, que cette intumescence ait représenté, aux temps mésozoïques, une guirlande insulaire comme l'arc septentrional ou l'arc de la haute Nounin. On peut donc se demander si le surgissement de cette intumescence n'est pas seulement une conséquence de l'orogénèse cénozoïque. Mais ce point reste à examiner de plus près.

***

Dans certaines de ces grandes lignes nous sommes donc en accord avec Piroutet, et ceci est normal puisqu'elles apparaissent déjà sur son esquisse au 1.000.000e. Piroutet avait bien noté l'arc septentrional et déjà postulé un « massif résistant » dans la région littorale : Creek Aymes-baie de Saint-Vincent [p. 300]. Il faut noter toutefois que notre prédécesseur avait, sur la foi d'immenses lacunes paléontologiques — qui sont loin d'exister telles qu'il les a définies — imaginé toute une succession d'émersions générales et de phases orogéniques. Par contre, l'embryogénie en arc insulaire lui avait échappé.

Dans les détails, nous suivons moins bien la pensée de Piroutet, car certaines divisions de son étude tectonique qui ne devraient être, tout au plus, que des commodités de présentation, semblent correspondre dans son esprit à des divisions structurales réelles. Il distingue, par exemple [p. 273-274] dans le N, la chaîne côtière orientale et la région comprise entre le Diahot et la côte ouest. Or, le Diahot ne constitue qu'une coupure hydrographique, une vallée subséquente installée au milieu des séricitoschistes, et ne sépare pas deux unités structuralement différentes.

De même Piroutet distingue une « région septentrionale » et une « région méridionale » séparées par la ligne transversale : embouchure de la rivière de Mou-baie de Népoui. Il est clair que cette séparation tient compte

de la torsion du grand arc métamorphique septentrional. Mais il n'y a pas lieu de placer dans des régions structuralement distinctes les terrains sédimentaires et volcaniques et les péridotites, c'est-à-dire les formations du « sillon », au N et au S de cette ligne.

B. *ALLURE DES STRUCTURES EN COUPE.* 1. Transversalement. — Encore une fois nous précisons qu'il ne saurait être question, avec une stratigraphie aussi décousue et une lithologie verticalement aussi homogène, de donner des coupes qui restituent la forme véritable des structures. Dans le cas d'un pli déversé, préciser jusqu'à quel point son flanc inverse est étiré ou supprimé est, dans ces conditions, impossible. Aussi devrons-nous nous contenter de grossières approximations.

D'une façon générale, et en schématisant beaucoup, on peut considérer la Nouvelle Calédonie comme une chaîne constituée de plis serrés disposés en éventail (cf. Piroutet) avec déversement au SW sur la côte ouest, au NE sur la côte est.

L'axe de l'éventail est loin de coïncider toujours approximativement avec celui de l'île, ne serait-ce qu'en raison des inflexions longitudinales. Par exemple, suivant la traverse Koné-Tipindjé (f. 4), le déversement au SW est la règle jusqu'à la traversée du massif péridotique et gabbroïque du Oua Tilou-Cantaloupaï. Au contraire, suivant la traverse Bourail-Houaïlou, le déversement au NE apparaît déjà dès le fond du bassin de Bourail, c'est-à-dire ici beaucoup plus près de la côte sud-ouest que de la côte nord-est (fait déjà noté par Piroutet). Nous ne pensons pas qu'il y ait un gros intérêt à insister sur les variations de ce dispositif que l'on pourra suivre en partie sur les coupes annexées et surtout sur les cartes au 100.000e.

Les plis sont, on le voit, le plus souvent déversés mais certainement très rarement complètement couchés (si ce cas existe). Le passage à des chevauchements caractérisés est sans doute rare, ou du moins n'en pouvons-nous citer que peu d'exemples.

Ainsi presque partout les anticlinaux Cap Goulvain-Bourail semblent être simplement déversés sur le flysch (f. 6). Cependant, localement, au col entre Bourail et Nessadiou, tout près du cimetière néozélandais, s'interpose entre le flysch et les calcaires et phtanites de l'Éocène I, une lame étroite d'argiles de la formation à charbon, sous laquelle les brèches du flysch plongent à 20° (fig. 7). Il y a donc là un cisaillement local du flanc inverse de l'anticlinal, par où s'insinue du matériel plastique.

Un chevauchement au SW et au S bien caractérisé est celui des terrains métamorphiques sur la formation à charbon (f. 3 et 4) dans la région Congo-Kamendoua-Poindah, et de la formation de la Congo sur la formation à charbon. Encore ce chevauchement est-il très gauchi et son angle fort variable, quoique le plus souvent très redressé. Il peut être interprété comme une faille inverse. Il y a lieu de penser que la masse métamorphique a décollé en masse par rapport aux schistes argileux de la formation à charbon.

Des structures imbriquées sont infiniment probables en divers points et notamment dans le fond du bassin de Bourail, dans la région d'Azareu, où des lames calcaires d'Éocène I très étranglées flottent dans le Crétacé et où celui-ci s'insinue même entre basaltes et phtanites.

Dans le fond du bassin de Poya une lame au moins de séricitoschistes est en contact direct avec les calcaires éocènes et l'allure déjà complexe des plis étranglés de cette région, tels qu'ils apparaissent sur la fig. 9, n'est certainement qu'une schématisation. Il faut signaler ici la curieuse structure de la bande calcaire de « Vallée sèche », que j'interprète comme un synclinal quasi-tubulaire enfermant des tufs et basaltes paléogènes avec manganèse (coupe IV).

Mais nous ne voyons aucun fait qui impose la nécessité d'un charriage, même de petite amplitude. C'est aussi l'opinion à laquelle s'était rangé Piroutet à la fin de ses recherches.

L'inexistence de charriages ne saurait être considérée, dans l'état actuel des recherches, comme un caractère général de l'orogène papou, mais nous noterons cependant que ceux-ci restent très subordonnés en Nouvelle Zélande où l'on ne signale, dans le NE de l'île du Nord, que le « Taitai overthrust ».

Quant aux failles verticales ou subverticales on s'étonnera sans doute que nous n'en ayons

figuré que très peu : une dans les basaltes entre Cap Goulvain et la pointe de la Croix Haute (f. 5), et une autre dans le bassin de Bourail, entre basaltes et formation à charbon (fig. 7). Qu'il en existe en particulier dans les formations indurées comme celle des grauwackes, et même dans des formations plus récentes comme dans le synclinal des brèches (Éocène II) de Buadio, à Koumac, et dans les massifs péridotiques ne fait cependant aucun doute. Mais aucun décrochement brutal de contours, aucun contact entre formations d'âges déterminés comme bien différents n'est à noter dans notre secteur, qui soit justiciable d'une explication par des failles ou par un réseau de failles quasi-verticales.

Il est évident que ce fait même résulte certainement de l'imprécision de la stratigraphie. Cependant nous doutons fort de la fréquence de longues failles, à grand rejet ou à grand décrochement et aucun jeu récent, aucun trait morphologique, aucun mouvement séismique ne nous en laisse soupçonner l'existence [1].

2. Longitudinalement. — *a*) Les ondulations axiales ont déjà été évoquées à propos de la surface de base des péridotites, et nous avons déjà cité celles des vallées de Népoui et de Nekliaï (f. 4 et 5). Nous n'y insisterons pas et nous observerons seulement que certaines parties des contours des massifs péridotiques s'expliquent probablement par de telles ondulations. Ainsi le front nord du massif du Kopéto (f. 4), le bord sud-est du Koniambo et l'avancée du Kafeate (f. 4 et 3) s'alignent à peu près parallèlement sur la grande torsion WE de l'arc métamorphique. Il est possible d'imaginer qu'une relevée de la surface de base des péridotites est en partie déterminante de ces faits. A notre avis, il faut attendre un fond topographique détaillé en courbes de niveaux pour pouvoir mettre clairement en évidence ces ondulations.

b) Un autre exemple d'ondulation axiale se présente « en miniature » dans l'Éocène I du bassin de Koumac. Dans la vaste surface de ce bassin occupée par les phtanites et calcaires on peut schématiquement distinguer deux parties. A l'E de la rivière de Koumac les alignements phtanitiques et calcaires sont bien réglés (aux variations près de puissance des calcaires). A l'W de la rivière, entre celle-ci et la route de Koumac à Ouégoa, les alignements apparaissent beaucoup moins réguliers. Alors que l'allongement général des structures dans le bassin est NW-SE, avec quelquefois des inflexions très voisines de l'W-E, comme entre la station des Trois-Creeks et le rocher Notre-Dame, certains rochers calcaires, comme la Corne de Koumac et ses voisins, et aussi ceux un peu à l'E du S^{t} Mani, semblent se disposer de façon anarchique. Certes ce fait est en partie explicable par des passages latéraux rapides de faciès. Mais il faut tenir compte aussi d'ondulations obliques par rapport à l'allongement d'ensemble des structures. Par exemple un petit pointement calcaire, situé à 400 m au S du S^{t} 219, montre des replis aigus dont l'axe est orienté NS. Sur la rive droite du vallon de Mani un phénomène analogue se reproduit et l'on voit les calcaires se contorsionner, avec cependant des directions NS assez nettes. Il en est de même près de la Corne de Koumac.

***

C. *PÉRIDOTITES, SERPENTINES ET STRUCTURES.* — Il importe d'attirer l'attention sur la répartition des roches ultramafiques intrusives. Il en est qui, incontestablement, se localisent dans des contacts plus ou moins disloqués. Ainsi celles de la haute Téné, avec la langue du No Milho, qui s'insèrent entre les terrains métamorphiques et leur couverture sédimentaire, et probablement à la faveur d'un vaste décollement. Ainsi les apophyses occidentales du massif de Montfaoué, qui s'insèrent dans un système de plis très étranglés, et peut-être même imbriqués.

1. Sur leurs levés nos collaborateurs n'ont, eux aussi, que rarement été conduits à figurer des failles d'extension notable. Cependant Arnould en a relevées dans la région de la Ouaïème (f. 3).

Ainsi quelques petits laccolites de la Congo et de la Kamendoua, insérés entre métamorphique et formation à charbon, ou grauwackes, ou formation de la Congo.

Mais il en est des légions qui sont en place dans une formation sans que l'on puisse mettre en évidence d'accidents tectoniques importants en liaison avec elles. De même, dans les schistes lustrés alpins, les serpentines sont partout et elles ne sont pas spécialement dans les contacts de ceux-ci avec d'autres unités.

Il y a, dans l'irrégularité de la répartition de ces roches, une telle constance qu'on ne peut, à notre avis, s'en servir comme critère pour tracer des accidents tectoniques. Nous avons aussi indiqué (p. 189 à 190) qu'elles ne montrent pas de liaison avec la lithologie et la composition des roches encaissantes.

Tout se passe donc comme si les roches ultrabasiques et particulièrement les plus serpentinisées présentaient une extraordinaire mobilité intrusive (la mobilité postérieure à la consolidation étant mise à part).

*
* *

II. Brève description structurale régionale du versant ouest.

Nous avons noté qu'en dehors de l'arc métamorphique septentrional, de l'arc des anticlinaux Cap Goulvain-Bourail, affronté au premier, et du «sillon» sédimento-volcanique médian il n'y a pas lieu d'établir des coupures structurales.

Ce n'est donc que par commodité que nous allons exposer les faits structuraux de détail, du N au S, en distinguant un certain nombre de bassins séparés par les grands massifs péridotiques.

Presqu'île d'Arama et rive gauche du Diahot (f. 1 et 2, coupe I). — La presqu'île d'Arama est constituée par un axe métamorphique (séricitoschistes), recouvert et bordé à l'W par un grand synclinal d'Éocène I, sur lequel repose le massif péridotique de Poum. Sur le bord sud-est de la baie de Néhoué aboutissent des plis où alternent la formation à charbon, l'Éocène I et des affleurements de roches vertes, dont certains au moins pourraient être interprétés comme des synclinaux de basalte paléogène ; par exemple le massif compris dans le haut de la rivière Pouéboa. Ces plis sont largement masqués par les alluvions de la vallée de Néhoué. Aux points où le contact est visible avec les péridotites du massif de Tiébaghi, les terrains sédimentaires s'enfoncent indubitablement sous celles-ci ; à la Fantoche la formation à charbon plonge à 60° sous le massif de Tiébaghi.

La région du col d'Arama à la mine Ao pose des problèmes structuraux que nous ne pouvons actuellement résoudre. La présence de basaltes en coussinets dans la bande de roches vertes du col laisse supposer un âge récent, peut-être bien paléogène, pour ces basaltes. On aurait eu là, après transgression des coulées basaltiques sur les séricitoschistes, un pincement très aigu suivant une direction tout à fait aberrante (voir aussi, p. 222, ce que nous avons dit de la « structure en chevrons » de cette région). Du col d'Arama en direction de la mine Ao nous rencontrons, pincées dans les séricitoschistes, de très étroites lames de calcaire rose ou gris à grain fin, siliceux, qui ne peuvent guère être attribuées qu'à l'Éocène I. Mais ces lames présentent la direction normale NW-SE. Elles marquent le passage de replis très aigus dans les séricitoschistes.

Près de Forêt d'Oune (f. 2) commence un dispositif plus clair. De longs alignements de calcaires, gris siliceux, associés à des phtanites dépigmentés (caillasses siliceuses blanches), et même à de petits lits dolomitiques (lit de la rivière Pounou) s'étirent entre la rivière Pounou et le haut Djavel. On doit indubitablement voir là un synclinal d'Éocène I légèrement métamorphique dans les séricitoschistes. Entre cette série d'alignements calcaires et la rivière Néhoué s'étend une région composée de phtanites schisteux dépigmentés, de schistes ardoisiers souvent phyl-

ladiens et lustrés, de lits dolomitiques et de rares lentilles de calcaires gris azoïques. Nous l'interprétons comme une succession plissée d'Éocène et de formation à charbon légèrement métamorphiques. Vers le SW, sur la rive gauche de la haute Néhoué et de la rivière des Trois-Creeks, un fil serpentineux l'isole du grand synclinal éocène du bassin de Koumac. De part et d'autre de ce fil serpentineux les faciès sont pourtant, à un léger métamorphisme près, bien similaires. On peut se demander si le métamorphisme n'est pas lié ici à la disjonction purement structurale de deux secteurs, séparés d'abord par une flexure qui aurait évolué ensuite en une fracture. Cette flexure serait nécessairement postérieure à l'Éocène puisque les faciès de celui-ci sont très similaires de part et d'autre.

Bassin de Koumac (f. 2, fig. 18 et coupe II). — De ce fil serpentineux à la côte s'étend largement l'Éocène I, avec ses intercalations lenticulaires de calcaires gris ou roses à *Globigerina* et *Globorotalia*. Cet Éocène I va plonger sous le dôme de Tiébaghi. Le contact avec les péridotites est le plus souvent direct, sauf au col Chagrin, où s'interposent une petite lame de formation à charbon et un peu de calcaire à *Globorotalia*. Plus loin vers le S apparaissent, au travers des alluvions de la basse Koumac et de l'aérodrome de Koumac, de rares pointements de basaltes : Tangadiou et pointe Pandop.

Plus loin vers le SE, le long de la vallée de la Koumac, le dispositif est beaucoup plus complexe. Dans l'ensemble on a bien un vaste synclinal où les basaltes paléogènes reposent sur les phtanites et calcaires et sont surmontés par les péridotites du Tuando. Mais tout cet ensemble est renversé vers le SW et de nombreuses complications s'introduisent dans l'aire des basaltes.

Si l'on descend la rivière de Koumac, du NE au SW (coupe II), on part de la formation des « grès et schistes feldspathiques », dans l'ensemble renversée sur la formation à charbon. Celle-ci est également renversée sur les phtanites de l'Éocène I. Dans le contact sort la source sulfureuse du Petit Néhoué. On traverse un grand affleurement de phtanites, avec quelques petites lentilles calcaires. Le pendage des phtanites, d'abord de 55°, diminue peu à peu, jusqu'à atteindre 30° à 20° vers leur lisière sud-ouest. Ils sont renversés sur une longue bande calcaire qui, étroite à Konio, s'épaissit et s'épanouit vers le NW et va occuper de grandes surfaces sur la rive droite de la Koumac. C'est dans cette région qu'apparaissent les complications supplémentaires signalées par ailleurs (p. 227) sous le nom d'ondulations axiales dans les calcaires.

Tout cet ensemble phtanitique et calcaire est renversé sur *le synclinal des brèches de la rivière Buadio* (fig. 11). Dans le chapitre sur l'Éocène ont été étudiés les curieux faciès de cette formation de Buadio. On a vu qu'ils remanient indubitablement les phtanites et surtout qu'en plusieurs points on peut noter une *discordance angulaire* extrêmement nette de leur litage par rapport à celui de l'Éocène I. C'est pourquoi nous ne pouvons les considérer que comme succédant au dépôt des phtanites et calcaires, et nous les avons figurés arbitrairement comme synchrones de l'Éocène II, du flysch de Bourail. Au SW de ce synclinal de Buadio vient une autre bande de phtanites ; c'est l'autre bord de la rigole où se sont sédimentées les brèches. Ces phtanites, avec, au St Pouagachilo, une lentille de calcaire à *Globorotalia*, sont nettement renversés sur les basaltes. Ce renversement s'accompagne du surgissement d'une loupe de formation à charbon qui se prolonge en s'élargissant derrière le massif du Kaala.

Dans l'aire basaltique elle-même la structure est beaucoup plus complexe qu'on ne pourrait le soupçonner au premier examen. Dans cette aire surgissent des sortes de noyaux de percement de la formation à charbon et de phtanites ; par exemple : au St 36, au St Tougoupe, au St 47 près de Koumac. Sur le creek de l'Étoile du Nord un percement de Crétacé, prolongé un peu au SE par une étroite lame de calcaire rose éocène à *Globorotalia*, apparaît en *disharmonie structurale complète avec la surface de base des péridotites du Tuando et du Kaala* (fig. 18).

De nombreux fils et lentilles serpentineux lardent les basaltes. Certains présentent des formes d'une complexité étonnante. Citons en particulier celui qui s'accroche, au SW, au S^{t} Bouadjelima.

Très différentes et, à mon avis, indépendantes de ces fils, sont les masses péridotiques du Tuando et surtout du Kaala. Ces masses reposent sur les basaltes suivant une surface de base qui descend vers la côte par une pente modérée.

Mais le dispositif est plus complexe. En effet, sur son bord sud-ouest, au pied du Siounda, le massif du Tuando montre un contact avec les basaltes redressé à la verticale, qui se traduit par une allure rectiligne du contact au NW de l'indice et des sondages pour pétrole. Il n'y a pas de doute qu'ici, postérieurement à l'effusion des péridotites, celles-ci ont été engagées, sur un de leurs bords, dans les déformations. On note avec intérêt que si l'on prolonge vers le SE la structure anticlinale du S^{t} 47 (au N de Koumac), on arrive sur cette ligne de contact redressée des péridotites et sur les suintements de pétrole. C'est probablement à la faveur d'une remontée anticlinale ou d'un écaillement de la formation à charbon et des phtanites sous-jacents que l'huile s'est introduite dans la serpentine disloquée.

Nous franchissons le bassin de Gomen (secteur Arnould), fort comparable d'ailleurs au bassin de Koumac.

Bassin de Ouaco-Témala (f. 3). — Dans celui-ci le dispositif structural semble d'une grande simplicité. Toute la région littorale est occupée, sur une largeur beaucoup plus grande que dans le bassin de Koumac, par les épanchements paléogènes, surmontés par les masses péridotiques du Oualeat, du Tsiba, du Ouazangou et de l'Homedeboa-Taom. Ce dernier massif est bordé, du côté de l'intérieur, par une bande de phtanites, certainement très pauvre en calcaires. Aux extrémités, versant Gomen et versant Pouanlotch, des « cornes » basaltiques s'insinuent entre péridotites et phtanites.

L'Éocène I semble cesser brusquement — peut-être par une faille transverse ? sur la rivière Pouanlotch. Et, plus au SE, *le contact devient direct entre basaltes et formation à charbon.* Ce dispositif va se prolonger bien au delà de Témala et du massif péridotique du Koniambo jusqu'au rocher de Kovéi, soit sur une longueur de 50 km. Sur toute cette longueur l'Éocène I n'apparaît plus qu'en masses rares et petites de calcaires à *Globigerina* et *Globorotalia.* Dans le bassin de Témala n'apparaît qu'un de ces pointements, le Pic Vert. Il ne se place d'ailleurs pas exactement dans le contact du volcanique et de la formation à charbon mais un peu en retrait, au milieu de tufs volcaniques.

Le contact entre épanchements paléogènes et formation à charbon est très rectiligne et, à quelques variations près, *vertical.* Comment expliquer ce contact direct ?

Il n'est guère possible qu'un contact purement tectonique ne laisse pratiquement jamais apparaître, sur une longueur de 50 km, des fragments écaillés de l'Éocène I. Il ne peut guère s'agir que d'un *contact transgressif,* les épanchements basaltiques s'étant avancés sur un pays déjà plissé et ayant été arrêtés sur une ride continue de la formation à charbon.

Mais cette transgression a été suivie d'un plissement intense qui a redressé le contact à la verticale et qui l'a sans doute fait jouer en certains points. Ainsi apparaissent, dans ce contact, de petits pointements de serpentine très laminée. Par exemple, entre la tribu de Témala et la coudure du vallon de Mengo ; en ce point le caractère anormal du contact semble attesté par un mélange de serpentine et de calcaire à mauvaises traces de Lamellibranches (*Inoceramus* ?) ; par exemple aussi un peu au NE du Pic Vert.

Vers l'intérieur on traverse, le long de la Témala, une bande de formation à charbon dont la largeur peut atteindre 6 km. Il est vraisemblable qu'il y a là des replis. Les gisements à *Kossmaticeras* de la Faténaoué se placent dans une position médiane par rapport à cette bande. Ils sembleraient y suggérer au moins un repli synclinal mais le trop petit nombre de jalons et l'extrême irrégularité des directions dans les gisements à *Kossmaticeras* n'autorisent pas d'autres spéculations tectoniques.

Plus à l'intérieur, la formation des grès et conglomérats de la Congo est renversée vers le SW

sur la formation à charbon. Enfin, à Ouapan, on entre dans les terrains métamorphiques (formation des grauwaches métamorphisée), légèrement poussés sur la formation de la Congo et séparés de celle-ci par un long fil serpentineux, insinué entre ces deux masses d'induration si différente.

La coupe de la Témala est donc très simple. Elle comporte une succession normale (à part l'absence d'Éocène I) enveloppant une large voussure de terrains métamorphiques.

Bassin de Voh-Koné-Pouembout (f. 4, coupe III). — Dans la surface comprise entre le massif péridotique du Koniambo et celui du Kopéto, et sur les arrières de ces massifs le régime tectonique, quoiqu'un peu plus complexe que dans le bassin précédent, n'apparaît pas fondamentalement différent.

Derrière le massif du Koniambo s'insinuent des « cornes » de basaltes, qui s'enfoncent sous les péridotites, mais qui, à leur bordure nord-est, sont en contact quasi-vertical avec la formation à charbon.

Sur celle-ci chevauche très nettement la formation de la Congo qui plonge elle-même sous les sericitoschistes et schistes chloriteux (fig. 6 A). Dans le contact des conglomérats rouges et des terrains métamorphiques s'installent parfois des loupes serpentineuses ; mais il en apparaît aussi dans la masse des conglomérats (au S^t 389), sans doute en relation avec un copeau de sericitoschistes.

Plus loin vers le SE, les terrains métamorphiques chevauchent directement la formation à charbon mais ce chevauchement ne semble pas une règle constante et le contact est certainement très gauchi. Dans le fond du bassin de Pouembout, sur la haute Poualoa, apparaît la formation des grauwackes qui s'appuie sur le métamorphique et sur laquelle s'appuie en général la formation à charbon, très voisine en moyenne de la verticale ; on ne voit plus ici de chevauchement net.

De part et d'autre de la longue bande de formation à charbon, les structures pendent en sens opposés. Dans les terrains métamorphiques, jusqu'à l'alignement péridotique et gabbroïque du Oua Tilou-Cantaloupaï, le pendage est le plus souvent au NNE ou au N et ce pendage peut être très faible, aussi bas que 10°, notamment dans les falaises du Tandji et au-dessus d'Atéou. Dans l'ensemble, les terrains métamorphiques forment donc un vaste bombement déversé au S, dont le flanc normal est peu incliné, tandis que le flanc inverse, très redressé, chevauche la formation à charbon. Mais ce bombement est loin d'être un pli simple, comme l'atteste par exemple une bande de schistes argileux peu métamorphiques non datés — repli synclinal entre le Tchingou et le Oua Tilou-Cantaloupaï. Au N de ce dernier massif, dans la Tipindjé, apparaît vite un déversement au N.

De la bande de formation à charbon à la mer, au contraire, dans l'Éocène I du Pic de Koné et les épanchements et tufs paléogènes, tous les pendages sont au S ou au SW. Dans l'ensemble, les formations paléogènes sont donc complètement disharmoniques par rapport aux formations plus internes, et ceci confirme bien l'hypothèse de la transgressivité des basaltes paléogènes.

Dans la haute Pouembout, près de Boutana (fig. 12 A), une ligne d'affleurements calcaires et phtanitiques, orientée NW-SE, isole l'aire basaltique d'une formation que nous avons considérée, à titre très provisoire, comme synchrone de l'Éocène II du bassin de Bourail. Cette direction NW-SE de l'« anticlinal de Boutana » est franchement oblique par rapport à la direction W-E de la formation à charbon et des terrains métamorphiques. Au point de jonction, près du rocher calcaire de Kovéi, on note une profonde indentation (faille ?) du contour des terrains métamorphiques. Ces faits semblent montrer clairement qu'à une direction ancienne W-E se surimpose ici une direction cénozoïque NW-SE.

Bassin de Poya (f. 4 et coupe IV). — Du fond du bassin de Pouembout au fond du bassin de Poya se courbe le petit arc de la haute Nounin, qui se raccorde à la direction W-E par un rebroussement très marqué.

Sur le bord sud-ouest de cet arc surgissent les masses de grauwackes des monts Katepouenda et Guaradodou, dont le comportement structural ne nous est pas encore clair, bien que leurs extrémités sud-est semblent grossièrement s'aligner sur une ondulation axiale (orientée NE-SW) de la surface de base des péridotites dans la haute Népoui.

Mais, sur son bord nord-est, grauwackes, couches à *Inoceramus* callovo-oxfordiennes, et à nouveau grauwackes, sont nettement déversés au SW. On peut, en première approximation, considérer les couches à *Inoceramus* comme dessinant un synclinal déversé. Ce déversement affecte également les serpentines et les calcaires de « Vallée Sèche ». Ainsi la structure en arc s'accompagne, ici encore, d'un déversement vers l'extérieur.

Mais, vers la côte sud-ouest et très rapidement, par le travers même des replis crétacés et éocènes de la haute Poya, les pendages s'inversent brusquement et passent tous au SW (coupe IV). On le voit très clairement au front nord des basaltes, dans ceux-ci et dans leurs intercalations de jaspes et argillites avec minerai de manganèse.

La disharmonie observée dans le bassin de Koné-Pouembout se répète donc ici et, à notre avis, le seul jeu structural ne permet pas de l'expliquer. Il faut admettre aussi que les coulées basaltiques sont transgressives et discordantes sur des structures antérieures. D'ailleurs un peu plus loin vers le SE, dans les régions d'Ouendji et Nerin, les basaltes viennent à nouveau en contact direct avec la formation à charbon — dispositif déjà observé depuis la Pouanlotch jusqu'au rocher de Kovéi.

Une corne basaltique s'insinue profondément derrière le massif péridotique du Mé Maoya, puis les péridotites viennent au contact direct des séricitoschistes de l'« intumescence médiane » antérieurement décrite. Il y aurait là aussi une véritable disposition transgressive des péridotites sur tous les terrains antérieurs.

Bassin de Bourail (f. 5 et 6, coupes V et VI). — La disposition arquée très régulière des anticlinaux Cap Goulvain-Bourail a déjà été décrite (p. 223 à 224). De ces anticlinaux à la côte ouest s'étend le flysch (Éocène II) qui, de la vallée de No Deva à la baie de Gouaro, dessine un dôme très net. Le flanc sud-ouest de ce dôme est plus incliné (en moyenne 30°) que son flanc nord-est (10 à 20°).

Au S de Gouaro le prolongement du dôme est difficile à suivre. Dans le bassin du creek Aymes, il semble bien que le flysch typique passe latéralement à des faciès construits, littoraux ou presque, transgressifs sur le Lias à *Pseudaucella*. Au Mé Aoui la transgression est marquée par un conglomérat de base très glauconieux.

Toutes ces couches, flysch et Éocène transgressif du creek Aymes, sont moulées suivant un assez grand rayon de courbure sur ce que nous avons appelé la « voussure méridionale ». Contre elle se sont emboutis les anticlinaux Cap Goulvain-Bourail, déversés au S et au SW, c'est-à-dire *vers la concavité. Nous avons donc ici un dispositif différent de l'arc septentrional et de celui de la haute Nounin, déversés vers leur convexité et dont l'embryogénie fut celle d'arcs insulaires.*

Au NE de l'arc Cap Goulvain-Bourail, le bassin de Bourail proprement dit se dispose en un grand synclinal basaltique, avec tufs abondants. Sur sa lisière nord-est, d'Azareu jusqu'à la rivière Pouéo, réapparaissent l'Éocène I et le Crétacé, appuyés sur les terrains métamorphiques de l'intumescence médiane. Les structures sont certainement très complexes, profondément pincées et écaillées : lames calcaires de la région d'Azareu flottant dans le Crétacé — petite écaille métamorphique de la concession pour mercure « Ethiops » près du col des Roussettes. Il n'a donc

pas été possible d'en donner une représentation correcte au 100.000e. Cependant un repli synclinal étroit de tufs et basaltes, entre l'anticlinal du Sava Enrou et les serpentines du St Bouen Mieu et les phtanites-grès de la haute Pouéo, semble présenter quelque continuité.

Au-dessus de ces structures complexes, la masse péridotique du Mé Boa forme une large et calme terminaison périsynclinale, en nette disharmonie sur son substratum. Elle n'a donc pas du tout la même signification que les péridotites et serpentines situées plus au SE ; d'abord celles du Bouen Mieu (ou de la mine Espérance), encore engagées dans les dislocations bordières de l'Éocène, puis celles du No Milho, intercalées entre l'Éocène et les terrains métamorphiques. Ici commence le laccolite ultramafique de la haute Téné, dont il a été montré qu'il « décolle » la couverture sédimentaire, formation à charbon et Éocène, de son substratum métamorphique. Dans son contact les structures ne sont certainement pas simples. Si, dans la haute Téné, Crétacé et Éocène I s'appuient sur les péridotites et serpentines, par contre, sur la rive droite de la Nekouri, les serpentines semblent bien reposer sur l'Éocène I. On peut représenter ce dispositif, comme nous l'avons fait sur la coupe VI, par une digitation du laccolite, mais ce n'est là qu'une interprétation.

Tous les terrains éocènes disparaissent au col de Boghen à la faveur d'une rapide surrection axiale, connectée sans doute à une surrection de la voussure méridionale et on passe dans le bassin de Moindou (secteur Avias).

Au terme de ce bref exposé structural régional nous tenons à préciser que nous avons voulu nous en tenir aux très grandes lignes les moins hypothétiques et nous espérons seulement qu'il pourra servir de canevas utile pour les futures recherches de détail. Son but essentiel était d'apporter un commentaire à la carte.

***

CONCLUSION. — La structure du secteur de la Nouvelle Calédonie que nous avons étudié, c'est-à-dire du versant ouest entre la pointe d'Arama et le col de Boghen, peut se décomposer en trois principales unités :

1. L'arc métamorphique septentrional qui, dans sa portion méridionale, s'est érigé, bien avant l'Éocène, en arc insulaire. Dans cette portion, de la Pouanlotch à la région de Kovéi, il est très fréquemment déversé au SW et au S et légèrement chevauchant sur les formations plus récentes. Au fond du bassin de Pouembout s'y raccorde, par un rebroussement accentué, l'arc de la haute Nounin ; les formations sédimentaires sur le bord nord-est de cet arc sont également renversées au SW.

Dans sa prolongation au SE surgit la grosse intumescence métamorphique médiane d'entre Bourail et Houaïlou, qui divise le « sillon » (unité 3) en deux portions longitudinales.

2. L'arc Cap Goulvain-Bourail, moulé sur une voussure méridionale profonde, est également déversé au S et au SW, c'est-à-dire vers sa concavité. Il n'a commencé à s'ériger qu'à la fin de l'Éocène I et a alors isolé l'aire où s'est sédimenté le flysch éocène II du sillon volcanique médian.

3. Le « sillon » sédimento-volcanique qui comporte surtout : formation à charbon — Éocène I — épanchements basaltiques paléogènes et péridotites recouvrantes. Ce sillon s'infléchit vers l'W entre les deux arcs précédents mais dans l'ensemble s'allonge suivant la direction de l'île. Deux faits remarquables le caractérisent. La transgressivité des basaltes qui, à leur lisière nord-est, sont fréquemment en contact direct avec la formation à charbon, et en particulier dans les régions qui furent érigées en arcs avant l'Éocène. Et la disposition discordante des péridotites, qui surmontent surtout les basaltes, mais « transgressent » souvent sur d'autres terrains à la lisière du sillon [1], sur leur bord nord-est.

1. On trouvera, au chapitre Péridotites, les réserves nécessaires quant à la discordance des péridotites, qui n'est pas partout visible, ni même réalisée (notamment à Tiébaghi et à Poum).

Dispositif en éventail des plis, absence de chevauchements plats et de charriages, tectonique souple, sans faille de grande extension, à rejet ou décrochement important, caractérisent le « style » de ce secteur. Il évoquerait donc, mais par certains aspects seulement, le « style andin » [*A. Heim, 1952*].

Trois phases orogéniques importantes ont pu être à coup sûr différenciées. La première, plus probablement jurassique que crétacée, peut-être « cimmérienne jeune » (névadienne) et alors à peu près synchrone de l'orogénèse « post-Hokonui » de Nouvelle Zélande, a érigé l'arc insulaire de la Congo, amorce de l'actuel arc septentrional.

Les deux autres phases sont cénozoïques. La première, d'âge éocène moyen, a érigé les rides Cap Goulvain-Bourail, amorce des anticlinaux déversés actuels. Elle n'a probablement pas été accompagnée d'émersion. Dans le bassin de Koumac, elle a dessiné la minuscule avant-fosse des brèches de la rivière Buadio. Peut-être en partie pendant, mais surtout après les émissions basaltiques, c'est-à-dire à l'Oligocène, prend place un plissement important, suivi de l'émission des péridotites. Des mouvements plus tardifs, mais antérieurs au Miocène inférieur de Népoui, les ont parfois reployées (exemple : Mé Boa-Mé Maoya, Tiébaghi, Poum) mais souvent, par un simple jeu de bascule, inclinées faiblement vers l'W (voir aussi esquisse physiographique).

C'est à la suite de cette orogénèse oligocène que l'île a émergé. Les mouvements plicatifs sont terminés dès le Miocène inférieur et l'île ne sera plus soumise désormais qu'à des oscillations verticales, probablement accompagnées de gauchissements à très grand rayon de courbure.

ESQUISSE PHYSIOGRAPHIQUE

Nous n'entreprendrons pas de donner une étude physiographique détaillée du secteur étudié. Une telle étude mériterait d'être reprise à l'échelle de toute l'île par un géographe. Cependant quelques indications mettant en évidence certaines des relations entre les matériaux, les lignes structurales, les oscillationss verticales et les formes actuelles de l'île sont nécessaires, ne serait-ce que pour montrer comment l'étude géologique permettra à l'étude physiographique de progresser. Il serait fastidieux de donner une étude analytique et descriptive et nous nous limiterons à un schéma synthétique de l'évolution physiographique appuyé sur quelques exemples caractéristiques. Nous le compléterons par les commentaires de quelques photographies aériennes, verticales ou obliques, particulièrement typiques (voir planches). La seule étude antérieure vraiment valable est due à W. M. Davis [1925] qui s'est intéressé aux formes néocalédoniennes, et particulièrement aux formes côtières, surtout en fonction du problème de la formation du récif-barrière. Cet éminent physiographe semble avoir vu l'essentiel et l'a esquissé dans d'excellentes figures [1]. Il n'a toutefois pas tout vu et n'a pas disposé des connaissances géologiques locales qui lui auraient permis une interprétation plus complète. Néanmoins, dans les grandes lignes, son hypothèse de trois « cycles » d'érosion reste difficilement contestable. Nous préférons employer, pour le déroulement de cette évolution physiographique, le terme de phases plutôt que celui de cycles. En effet seul le premier « cycle » de Davis est un cycle d'érosion achevé. Son deuxième « cycle » n'est pas achevé et son troisième « cycle » n'est qu'un accident dans le déroulement du deuxième ; le terme d'épicycles serait donc préférable.

Première phase. — La pénéplanation des péridotites (Pl. XIII, fig. 3, Pl. XX et XXII). — Le trait morphologique le plus frappant du secteur étudié consiste dans ce que Davis a appelé les « hautes terres serpentineuses ». Il s'agit des manteaux de latérites ferrugineuses presque horizontaux ou à faible pente qui surmontent les massifs péridotiques. Ces reliques, aujourd'hui très disséquées, d'une ancienne pénéplaine, semblent quelquefois dominées par des « reliefs résiduels » [2] qui, dans l'esprit de Davis, seraient restés en saillie lors d'un premier cycle d'érosion. On aurait donc là une pénéplaine inachevée et un cycle incomplet. Nous ne sommes pas convaincus de ce fait pour ce qui concerne notre secteur. En effet d'étroites couvertures latéritiques se rencontrent jusque dans les parties les plus hautes des massifs péridotiques, comme par exemple sur la crête du Mé Maoya (1.441 m), au Boulinda (1.243 m), dans le massif du Kopéto (aux environs de 1.000 m) etc... Vues de la mer (cf. les figures de Davis) ces portions élevées peuvent apparaître comme des « reliefs résiduels », mais, sur photographies aériennes, on aperçoit très bien les replats, souvent couverts de forêt, qui tronquent ces sommets. Si des reliefs ont subsisté au-dessus de l'ancienne pénéplaine latéritique, leur extension a donc dû être fort réduite.

Un point sur lequel Davis n'a sans doute pas attiré assez l'attention est que la pénéplaine à

1. Bien que la lecture de ses quatre articles soit quelquefois difficile parce qu'il n'y regroupe nulle part toutes les conclusions et idées auxquelles il est parvenu.

2. Notons que le terme de « relief résiduel » n'est pas correct ici, car « butte résiduelle » ou « monadnock » désignent des restes situés *au-dessous* ou au niveau d'une ancienne surface de planation. Dans l'esprit de Davis il semble bien s'agir de saillies au-dessus d'une pénéplaine inachevée.

laquelle a abouti le premier cycle d'érosion est surtout lisible sur les péridotites. Certes on en peut voir des traces dans les terrains cristallophylliens, par exemple dans le fond du bassin de Koné-Pouembout, au St Poïloup, et entre Poïloup et Ennaboura, au plateau de Tango, peut-être aussi au-dessus de la tribu d'Atéou, ou dans la formation des grauwackes, par exemple dans la forme massive du mont Katepouenda. Mais, sur ces substrats, ne subsistent plus de dépôts résiduels[1] épais, que l'on doive nécessairement attribuer à un premier cycle d'érosion.

Ce sont les péridotites qui ont le mieux enregistré et conservé la pénéplanation (Pl. XIII, fig. 3). Si l'on tient compte de la grande altérabilité du péridot, même sous les climats tempérés, on doit penser que la corrosion chimique est l'agent principal de pénéplanation[2]. Lors d'un soulèvement il doit même s'établir une concurrence entre elle et l'érosion mécanique qui attaque les latérites sans que, pour cela, le weathering interrompe l'attaque chimique du bed-rock ; à condition toutefois que le soulèvement ne porte pas les roches dans des conditions climatiques défavorables à la latéritisation. A notre avis, il faut donc concevoir que la latéritisation des péridotites de Nouvelle Calédonie a pris place surtout pendant un premier cycle, sans doute dès la fin de l'Oligocène (voir p. 139). En ce sens les latérites ferrugineuses et les gisements de nickel, dont la genèse leur est intimement associée, sont « fossiles ». Mais le phénomène a dû se poursuivre ultérieurement, en étant inhibé lors des mouvements de surrection ou, mieux, des abaissements du niveau de base.

Nous nous sommes demandé aussi dans quelle mesure une forme originellement plane de la surface supérieure des péridotites n'aurait pas facilité leur pénéplanation. Cette forme résulterait de notre interprétation même des grands massifs recouvrants. L'hypothèse est séduisante, mais elle ne tient pas devant le fait que le massif de Tiébaghi dont les structures internes et bordières montrent qu'il a été fortement plissé (pendages de 50 à 70°), porte le manteau latéritique le plus continu et le plus plane que l'on puisse rencontrer dans notre secteur (Pl. XIII, fig. 3). C'est donc essentiellement la nature pétrographique du matériel plutôt que sa structure en grand qui a conditionné ici la pénéplanation.

Deuxième phase. — Lors du premier cycle d'érosion, l'île était plus étendue qu'aujourd'hui. L'île fut ensuite soulevée et ce soulèvement marque le début d'un 2e cycle qui n'est pas encore achevé. Le soulèvement a entraîné le creusement et la surimposition de vallées profondes dans des roches particulièrement résistantes comme les péridotites. Ces vallées n'atteindront pas la maturité ; on y rencontre encore des rapides et des cascades. Telle est l'interprétation de Davis, que nous pouvons accepter. Nous noterons toutefois que, dans l'explication des rapides, il faut tenir compte du matériel lithologique. Ainsi, sur la Kamendoua, on en rencontre à la traversée des conglomérats de la formation de la Congo, et sur la haute Poualoa, à la traversée de bancs massifs de la « formation de la haute Poualoa » (Éocène II ?).

C'est à ce deuxième cycle d'érosion qu'il faut attribuer aussi la formation sur la côte nord-est, et particulièrement dans les portions péridotiques de cette côte de falaises inclinées, pouvant atteindre 300 ou 400 m de hauteur et plongeant à 40 ou 50°.

a) *Hypothèse d'un gauchissement transversal.* — Davis a justement noté que ces hautes falaises inclinées n'apparaissent pas sur la côte sud-ouest et que le lagoon du SW contient beaucoup d'ilôts rocheux et de récifs alors que celui du NE ne contient que peu de récifs. Pour expliquer cette dissymétrie le géographe américain invoque un gauchissement transversal, en voûte, tel que la portion occidentale de la pénéplaine du 1er cycle aurait été ennoyée, tandis que la portion

1. Résiduel dans le sens chimique et non morphologique du mot.
2. Comme l'a justement noté Bourçart, à la suite de la note de de Chételat [1947] sur les gisements de nickel.

nord-orientale aurait été relevée. Le soulèvement aurait donc été accompagné, sur le versant ouest, d'un mouvement de bascule vers le SW.

Dans ces conditions, un récif barrière se serait développé sur la côte sud-ouest qui aurait ainsi été protégée contre l'abrasion marine. Au contraire, au NE, la côte, non protégée par des récifs, aurait été entaillée en hautes falaises plongeantes, avec, à leur base, une plate-forme d'abrasion marine, sur laquelle les Coraux ne s'installeront que durant la 3e phase, après submersion.

Quelle est la probabilité, envisagée sous l'angle géologique, de ce mouvement de bascule ? Nous avons déjà noté, à propos de la surface basale des massifs péridotiques que celle-ci est souvent légèrement inclinée vers le SW. Cette pente ne pourrait-elle être attribuée au mouvement de bascule postulé dans l'hypothèse de Davis ? A titre d'exemple, la surface de base du massif du Boulinda monte, du SW au NE, d'au moins 400 m en 18 km, soit une pente de l'ordre de 3° ou un peu plus. Nous manquons malheureusement de la base altimétrique nécessaire [1] pour vérifier si cette pente peut être admise pour d'autres massifs, comme par exemple, ceux du Taom-Ouazangou et du Kaala. Sans doute, pour quelques-uns, semble-t-il qu'il faille admettre une pente un peu plus forte, d'environ 5°.

Ce mouvement de bascule postérieur à la pénéplanation a dû nécessairement incliner les latérites ferrugineuses vers le SW. Cette descente s'observe bien. Dans le massif du Kopéto, par exemple, de l'intérieur vers la côte, les témoins de la pénéplaine se situent autour de 1.000 m au mont Papayndo, à 600 m, puis à environ 400 m au plateau de Tiéa et à un peu moins de 300 m aux « Bolbos », soit une descente de 700 m en 12 km et une pente moyenne de l'ordre de 3°30′ à 4°. La surface de l'ancienne pénéplaine présenterait donc une pente faible, comme la surface de base des péridotites, là où celle-ci n'est pratiquement pas ployée.

Si, comme nous le proposons sans preuve solide, mais parce que cette hypothèse s'intègre mieux à l'évolution morphologique, le dépôt du Miocène de Népoui est contemporain du premier cycle d'érosion, ce Miocène devrait être aussi basculé au SW d'un angle à peu près équivalent. Or ce Miocène est en gros horizontal, mais nous avons cru pouvoir noter, dans les calcaires de la coupe prise au wharf de Népoui, un pendage moyen de 3 à 4° dont nous n'avons malheureusement pas relevé la direction exacte. D'ailleurs nous donnons l'indication sous toute réserve car des pendages de cet ordre de grandeur ne peuvent être affirmés que sur la base d'un nivèlement très précis, et il pourrait s'agir ici d'un « depositional-dip ».

On voit que, dans l'état actuel des connaissances, l'hypothèse d'une bascule vers le SW, liée à un gauchissement en voûte du profil transversal n'est pas incompatible avec les observations géologiques.

b) *Hypothèse d'un gauchissement longitudinal.* — Garnier a fait observer depuis longtemps que les formations de même âge s'abaissent lorsque l'on se déplace du milieu vers les extrémités de l'île. Davis reprend cette observation, précise que le profil longitudinal présente une forme légèrement arquée, et émet l'idée, en plus de la voussure transversale, d'un *gauchissement longitudinal.*

Il est évident qu'une telle hypothèse ne peut être vérifiée à l'aide des altitudes de formations sur lesquelles on ne voit guère que la marque du deuxième cycle d'érosion, ce qui est le cas de la majeure partie des formations non péridotiques. Elle ne peut être contrôlée que d'après les variations d'altitude de la pénéplaine péridotique du premier cycle. Cependant le contrôle n'est pas commode car on devrait tenir compte aussi du gauchissement transversal. En d'autres termes, il faudrait pouvoir comparer les altitudes des latérites des divers massifs, à des distances égales de l'axe longitudinal autour duquel s'est opéré le gauchissement transversal. Et nous ignorons la position de cet axe — si d'ailleurs on peut le concevoir comme rectiligne — ce qui nous paraît impossible car la voussure n'a pu jouer sans tenir compte des structures antérieures et notamment de l'inflexion de l'arc métamorphique septentrional.

1. Car les fonds au 40.000e ne portent que de façon tout à fait sporadique les altitudes à côté des numéros des sommets. Nous donnons donc les calculs de pente sous toute réserve ; ceux-ci pourront être précisés lorsque l'on disposera d'un autre fond topographique.

Force nous est donc de comparer les altitudes maxima des témoins de la pénéplaine sur les divers massifs. Du SE au NW on enregistre alors : Mé Maoya : 1.441 m ; Boulinda : 1.243 m ; Kopéto : environ 1.000 m ; Koniambo : 937 m ; Katepahie : 650 m ; Taom : 1.094 m ; Ouazangou : 957 m ; Kaala : 1.083 m ; Tiébaghi : 610 m ; Poum : 400 m ; Yandé : environ 300 m. La succession n'est donc pas régulière, mais étant donné les réserves que nous venons de faire, il ne saurait en être autrement. La descente est surtout marquée à partir du Kaala, et nous verrons que ce fait serait bien en accord avec l'ennoyage des baies du N au cours de la submersion qui ouvre le 3e cycle.

Un autre fait nous inclinerait à admettre l'hypothèse du gauchissement longitudinal. C'est l'apparition du Miocène à Népoui, c'est-à-dire à peu de distance au NW du milieu de l'île. En toute rigueur il devrait peut-être alors correspondre aussi à une culmination de la pénéplaine latéritique la plus voisine. Cela n'est pas parfaitement vérifié mais il est évident qu'on ne doit pas s'attendre à une horizontalité initiale parfaite de cette pénéplaine. En tout état de cause il ne nous semble pas que nos observations nous permettent d'infirmer les hypothèses de Davis. On pourrait plutôt les y intégrer provisoirement.

L'explication conjecturale que nous proposons relativement à la position du Miocène de Népoui doit être complétée. Déposé lors du premier cycle, soulevé et peut-être légèrement basculé au début de la phase 2, il aurait été entaillé en canyons lors de cette phase. Ces canyons auraient été occupés par la mer lors de la submersion qui marque le début de la 3e phase de Davis.

c) *Les formes attribuables à la deuxième phase.* — Lors de ce cycle se serait dessiné l'essentiel des formes actuelles, à l'exception de certaines formes côtières. Les grandes vallées se mettent en place.

La plupart des rivières du secteur étudié sont indépendantes par rapport aux structures sur de grandes portions de leurs cours. Des massifs péridotiques qui constituent, avec les zones métamorphiques, les châteaux d'eau les plus importants, descendent des torrents inséquents qui parviennent à la mer sans avoir développé un cours moyen et atteint leur profil d'équilibre. Ils ne déploient un cours moyen plus calme que, lorsqu'avant d'atteindre la mer, ils traversent les basaltes paléogènes de la bande littorale ; exemples : rivière du Cap, Moindah, rivière de Poya, Taom. Un point sur lequel les auteurs antérieurs n'ont pas attiré l'attention est la traversée de massifs péridotiques par des rivières qui prennent leurs sources sur leurs arrières. Ainsi la rivière de Poya, qui isole le Pic d'Adio du massif du Krapé-Mé Maoya et la rivière de Voh, qui isole le magnifique plateau du Katepahie de celui du Tipouët (Pl. XXII, fig. 1 et 2). Récent, un tel dispositif serait inexplicable. La rivière de Voh, par exemple, devrait normalement suivre les structures des schistes argileux de la formation à charbon en contournant le massif du Katepahie et ne s'en évader que pour pénétrer, comme la Faténaoué, dans les basaltes. De tels faits ne peuvent s'expliquer que par *surimposition.* Ils sont les vestiges de l'ancien réseau hydrographique qui sillonnait la pénéplaine latéritique et qui s'y est encastré au cours du soulèvement qui a amorcé la 2e phase. *Si cette interprétation est exacte elle impliquerait une surrection de grande amplitude, au minimum égale à la profondeur de la gorge de la rivière de Voh, soit de l'ordre d'au moins* 600 *m* [1].

Il est clair que l'on peut extrapoler ce mécanisme. La brèche de la rivière de Voh, si elle continuait à s'élargir, isolerait de plus en plus le Katepahie du Koniambo. Un stade plus avancé de séparation est offert par le plateau de Tiéa, qui n'est plus réuni au Kopéto que par un étroit pédoncule et l'on arrive au stade du Mé Ou, petit lambeau témoin entre le massif du Boulinda et celui du Mé Maoya. Si un soulèvement important affectait l'île à nouveau, partout les vallées intrapéridotiques s'enfonceraient, atteindraient le substratum basaltique, et celui-ci serait de plus en plus mis à découvert.

1. Ce qui serait, en plus du gauchissement, une raison pour écarter ici l'hypothèse d'une variation eustatique due à la glaciation.

A propos des « basses terres », constituées de « roches stratifiées et disloquées », Davis, avec son coup d'œil de connaisseur, a noté qu'elles ne révèlent l'existence « que de formes du second « cycle », de relief médiocre ou peu accentué ». Or, il apparaît très clairement que, pour toute la portion de la côte sud-ouest au N de Cap Goulvain, Davis désigne en fait sous le nom de « roches stratifiées » les basaltes paléogènes [1]. Ce géographe n'a pas admis ni compris, pas plus que nombre de géologues, la disposition des massifs péridotiques, telle que l'avait fort bien vue Glasser, l'hypothèse du charriage étant mise à part. Cette disposition n'est en rien incompatible avec sa conception de l'évolution morphologique ; et même elle expliquerait bien pourquoi les basaltes ne révèlent l'existence que de formes de la 2e phase. *En effet ils ont été probablement partout recouverts par les péridotites* et n'ont été atteints par l'érosion qu'après décapage de celles-ci. Ceci nous expliquerait aussi que le réseau hydrographique sur basaltes montre une relative liberté par rapport aux directions structurales, et que Davis l'ait qualifié d'« inséquent » [p. 66].

Mais cette observation n'est que très partiellement exacte car on observe fréquemment, dans le détail, la soumission de ce réseau aux directions structurales des basaltes. Dans le bassin de Témala et surtout dans le bassin de Bourail, un très grand nombre de lignes de crêtes basaltiques s'orientent parfaitement sur ces directions (Pl. XVIII et XIX), marquées aussi par celles des tufs et jaspes associés. Et même, éventuellement, on peut observer des adaptations locales de vallons à des failles. Il est vrai que nous n'en pouvons citer qu'un exemple, entre le Cap et Poya (photographie aér. 2031 V 46, non figurée dans les planches). Là, une faille, orientée NW-SE, recoupe nettement la direction W-E et même SW-NE, visible vers la pointe de la Croix Haute et près de l'ancienne déclaration pour cuivre New Caledonia ; un vallon et plusieurs très petits thalwegs s'alignent sur la faille. Ce contrôle paraît cependant tout à fait exceptionnel. Enfin il ne faut pas perdre de vue, dans l'interprétation des formes des basaltes, qu'ils reçoivent très peu de précipitations. C'est le domaine de la savane mamelonnée, couverte de Graminées, sèches pendant sept ou huit mois. Dans l'ensemble, les formes de ces basaltes sont « émoussées » (Pl. XII, fig. 2), ils sont rarement mordus par des incisions vives, comme c'est le cas, cependant, entre Ouaco et Témala (Pl. XII, fig. 3). A cet égard ils contrastent fortement avec les chaînons phtanitiques (Éocène I) et surtout avec la formation à charbon ou les phyllades et séricitoschistes de la presqu'île d'Arama, complètement dépourvus de végétation et aux formes décharnées (Pl. XIII).

Des vallées dont la direction est conforme aux directions structurales sont fréquentes dans diverses formations. Elles ne sont pas toujours « subséquentes », au sens de vallée développée sur un substratum de roche faible. Le meilleur terme serait, en anglais « strike river » [*Lobeck, 1939*, p. 171]. La plus longue est celle du Diahot, qui atteint 90 km ; elle peut être considérée comme subséquente [Davis, p. 64] car elle coule sur des séricitoschistes ou dans ses propres alluvions, bien au-dessous de la chaîne cristallophyllienne plus résistante Pam-Ouaïème, dont le profil longitudinal, vu de la rive gauche du Diahot, évoque irrésistiblement, bien qu'incisé, l'allure de la pénéplaine de la fin du premier cycle.

Dans la partie méridionale de l'arc métamorphique le haut cours de la Kamendoua est arqué comme la direction générale des séricitoschistes et des schistes chloriteux.

Dans la formation à charbon, pourtant peu résistante, peu de tronçons sont longuement subséquents. Citons la Néquipin, affluent de la Poya, qui coule dans les couches callovo-oxfordiennes, près de leur contact avec les serpentines de Montfaoué, une partie de la Kamendoua et une partie, plus courte et très méandriforme, de la Faténaoué.

Dans les phtanites de l'Éocène I nous pouvons citer, par exemple, la rivière de Néhoué qui, dans sa portion inférieure, suit les directions des plis dans l'Éocène et la formation à charbon, le torrent Oumape, affluent

1. Davis n'avait pas lu assez attentivement la thèse de Piroutet.

de la rivière de Koumac, une partie de la rivière du Cap, le creek No Zaleu, affluent de la Douencheur, près de Bourail.

Dans le flysch éocène II la rivière Deva, qui suit le contact du flysch avec l'Éocène I, la rivière Kouri, affluent de la Néra.

Dans les basaltes paléogènes, ou à leur contact avec d'autres formations, les exemples sont très nombreux et nous avons rectifié plus haut ce que Davis a écrit des cours d'eau « inséquents » des « terres basses ». Pour nous limiter au bassin de Bourail, on peut citer une grande partie du cours de la Boghen et la partie basse de la Douencheur, qui coulent au contact des basaltes et de l'anticlinal de phtanites avec pointements de formation à charbon, le torrent Ouénémieu, affluent de droite de la Douencheur et une grande quantité d'autres (voir orientation des crêtes sur la pl. XVIII), la basse rivière du Cap qui, après avoir traversé en cluse l'anticlinal du Cap Goulvain, coule sur les basaltes tout près de leur contact avec le flanc normal de l'anticlinal (Pl. XVIII).

Même dans les péridotites enfin, des directions structurales semblent avoir guidé le cours de certaines rivières ; nous avons cité, au chapitre Péridotites, la haute vallée de la Népoui et la Nekliaï, qui semblent bien influencées par des gauchissements transverses des péridotites.

Nous limiterons là les exemples. Il est certain que, si les vallées subséquentes ou conformes aux directions structurales étaient de règle, et fort longues, l'orographie de la Nouvelle Calédonie apparaîtrait moins désordonnée qu'elle ne le semble au voyageur non initié [1]. A travers cet apparent désordre on note cependant souvent de claires lignes directrices. Ainsi, morphologiquement, la grande inflexion W-E de l'arc métamorphique se traduit par l'alignement de la cuesta du Tandji, par les murailles péridotiques du Oua-Tilou (1.058 m) et du Tchingou (1.374 m). L'arc éocène Cap-Goulvain-Bourail, dans sa portion occidentale surtout calcaire, s'érige en une crête dont le sommet est buriné par des combes (Pl. XVIII). Plus loin au NE, où il est essentiellement phtanitique, il s'abaisse dans la vallée du No Zaleu et, jusqu'à Peya, l'anticlinal d'Éocène I et de Crétacé reste constamment déprimé par rapport aux basaltes de l'intérieur et au flysch de la zone externe. Il y a là une inversion de relief tout à fait typique (Pl. XIX).

Les mêmes lignes directrices, avec la même disposition arquée, se marquent, comme nous l'avons vu, dans les petites crêtes basaltiques et surtout dans le flysch. Celui-ci forme en particulier le chaînon Mé Aoué (487 m) — Néporou (470 m) — Kopéa (519 m) — Souraouen (354 m), qui s'infléchit vers l'W en s'abaissant vers la mer le long de la rivière Deva. Sur son flanc nord-est, la pente de ce chaînon est à peu près harmonique par rapport au pendage et montre de grandes surfaces lisses (Pl. XIX). Du côté de la mer, une pente rapide y entaille les couches. Ce chaînon de flysch est donc une cuesta des plus caractéristiques. Enfin les collines côtières elles-mêmes, au NW de Gouaro, forment une bosse (S^{t} Tavéou) qui traduit en surface l'allure en dôme des strates du flysch.

Un des traits directeurs constants dans le secteur étudié est la dépression profonde sur les arrières des massifs péridotiques, dominée par le rebord élevé du plateau latéritique (Pl. XVI). Cette dépression est souvent creusée dans la formation à charbon, mais elle peut l'être aussi dans les phtanites (exemple : derrière le massif de Tiébaghi) et même dans les terrains métamorphiques (exemple : derrière le Mé Maoya-Mé Boa).

On voit que les fils directeurs géologiques, susceptibles de conduire une description morphologique, ne manquent pas. Nous n'y insisterons pas plus longuement.

Mais tous les traits de l'hydrographie et de l'orographie ne s'expliquent pas clairement par la seule considération des affleurements et des structures actuellement visibles. Nous avons déjà mentionné les profondes entailles de rivières importantes à travers des massifs péridotiques et admis qu'elles étaient dues à un phénomène de surimposition.

1. C'est ainsi que l'*Annuaire* de la Nouvelle Calédonie pour 1946 la compare à la « surface brusquement figée d'un liquide en ébullition ».

Certains coudes de rivières ont frappé Piroutet, qui les a interprétés comme des coudes de capture. Dans notre secteur il en a cité trois exemples. La Faténaoué aurait, d'après lui, primitivement coulé dans la brèche de la rivière de Voh puis elle aurait été capturée par un affluent de la Témala [p. 36]. Or, entre Faténaoué et rivière de Voh, nous ne connaissons pas de trace d'un ancien lit.

De même la traversée en cluse de l'anticlinal du Cap par la rivière du Cap, en un segment complètement normal à l'anticlinal, serait due à une capture. Enfin près de Bourail, la Boghen, grossie de la Téné, se serait autrefois écoulée par la cluse de la Nessadiou puis aurait été capturée par un affluent de gauche de la Néra. Les marécages des rives gauches de la Téné et de la Boghen seraient les traces de l'ancien écoulement par la cluse de la Nessadiou. Cette hypothèse est destinée à expliquer la curieuse forme du cours de la Nessadiou, qui coule d'abord dans du flysch, puis, sur un court trajet, suit à très peu près le contact de celui-ci avec l'anticlinal phtanitique, enfin se coude à angle droit vers le S et traverse en cluse toute la formation du flysch (fig. 7). Nous noterons que les marais « témoins » de l'hypothèse de Piroutet indiqueraient une capture fort récente. Or, dans le col entre Boghen et Nessadiou nous n'avons pas vu de cailloutis fluviatiles, qui seraient donc déjà complètement érodés. L'hypothèse reste néanmoins vraisemblable mais il est possible que de telles captures soient déjà fort anciennes, se soient faites à un niveau géologiquement beaucoup plus élevé, où peut-être l'anticlinal était complètement enveloppé de flysch et de basalte et sur une surface beaucoup plus sénile — aboutissement du 1er cycle ? Puis qu'un tel réseau, avec ses coudes de capture, ait été surimposé lors du soulèvement qui a ouvert le 2e cycle. En d'autres termes les coudes des rivières actuelles sont peut-être justiciables d'une explication moins simple que celle de captures récentes.

Troisième phase. — Elle s'ouvrirait, d'après Davis, par un affaissement d'une amplitude de l'ordre de 200 m. C'est en observant les versants et la largeur de l'embouchure des vallées ennoyées lors de cet affaissement que cet auteur écrit avoir évalué son amplitude [p. 114]. Cette précision paraît quelque peu conjecturale. Mais la très grande vraisemblance de l'affaissement n'en subsiste pas moins. En étudiant les incisions, aujourd'hui très régularisées, de la presqu'île de Nouméa, Davis met d'abord en évidence l'existence d'un ancien niveau marin relativement plus élevé que le niveau actuel. Mais la preuve d'un affaissement de l'île, plutôt que d'une élévation du niveau marin, serait que la submersion n'aurait pas été d'amplitude uniforme dans toutes les parties de l'île. On remarque en effet que les « basses terres » de la côte sud-ouest semblent être de plus en plus profondément submergées à mesure qu'on approche des extrémités de l'île. Les échancrures sont plus larges et plus profondes dans la partie méridionale et dans la partie septentrionale de la côte ouest que dans sa partie médiane (de Poya à Téremba). Or, dans cette portion médiane, les îles dans le lagoon sont rares et, en même temps, le récif-barrière se rapproche beaucoup de la côte, surtout entre Poya et Gouaro. Par contre, au NW et au SW de cette portion médiane, le récif-barrière s'éloigne de la côte et les îles deviennent de plus en plus nombreuses dans le lagoon. Ainsi, dans le secteur étudié, les plus grands rentrants de la côte et la plus grande densité d'îles se rencontrent dans l'extrême N : baie de Néhoué, baie Banaré, îles Baaba et Yandé.

L'hypothèse qui semble le mieux coordonner ces variations est celle d'un affaissement plus accentué aux extrémités de l'île. En d'autres termes le gauchissement longitudinal de la 2e phase aurait joué encore lors de l'affaissement qui a ouvert la troisième.

Pendant cet affaissement le récif de la côte ouest, installé au cours de la bascule de la partie occidentale de l'île de la 2e phase, continuait de croître en hauteur, tandis que la côte s'en éloignait de plus en plus. Du côté nord-est se développait un récif barrière qui serait donc plus récent

que celui de la côte sud-ouest. Les hautes falaises plongeantes du 2e cycle étaient en partie submergées. *Et surtout toutes les basses vallées creusées au cours de la 2e phase étaient ennoyées.*

Dans notre secteur on peut citer notamment la vallée de la Nera, où nous avons signalé (p. 142) des dépôts marins à 4 km de la côte actuelle, les baies de Muéo et de Népoui qui, à notre avis, résulteraient de l'envahissement par la mer de gorges assez profondes entaillées dans les calcaires et les conglomérats peu consolidés, les nombreux golfes où se sont déposées les argiles à gypse (certains de ces golfes ont pénétré loin dans l'intérieur, jusqu'à 6 km dans la vallée de la Taom), la basse vallée de la Néhoué, la basse vallée du Diahot. La submersion des terres basses septentrionales a formé en particulier les profondes baies de Néhoué, de Banaré et d'Harcourt, et isolé de l'île principale de nombreux sommets péridotiques (exemple : Yandé), phtanitiques (exemple : Neba, Pionne, Mouac) et séricitoschisteux (exemple : Baaba). Plus loin au NW, l'archipel des îles Belep aurait également été isolé de la « Grande Terre » par cette submersion, et les îles Huon et Surprise, enveloppées par les récifs d'Entrecasteaux, marqueraient l'extension extrême de la Nouvelle Calédonie avant la submersion. C'est là en effet que se termine en pointe l'enveloppe formée par le récif-barrière.

Pendant cette 3e phase, le réseau hydrographique poursuit son évolution car une grande partie des terres est encore élevée. On peut penser cependant que l'élévation du niveau de base entraîne un ralentissement de l'érosion mécanique et, consécutivement, sur les hautes terres péridotiques, un progrès de la corrosion chimique et de la latéritisation.

Les fonds du lagoon se colmatent.

Quatrième phase. — Enfin un mouvement récent, peut-être par saccades, fait émerger une part des terres ennoyées au début de la 3e phase. Sont exondés les argiles à gypse (certaines à au moins + 15 m), les sables coquilliers de la Néra et de la côte entre Gouaro et Cap Goulvain, enfin les plages à 1,50 ou 2 m. Nous avons déjà indiqué (p. 143 et 146) que ce dernier et plus récent niveau, qui est le plus constant, ne peut qu'être lié à une variation eustatique du niveau marin [1].

Un autre aspect de la fin de cette évolution physiographique est le découpage de petites falaises verticales. Sur la côte nord-est, d'après Davis, elles tronquent la base des grandes falaises inclinées de la 2e phase. Ces falaises récentes ont une hauteur de 3 à 10 m, mais peuvent atteindre 30 à 40 m, là où la côte est exposée, comme au canal de la Havannah, à l'extrême S. Davis aurait peut-être pu ajouter le rôle possible des vents dominants du SE. Ceux-ci ne sont d'ailleurs pas un élément nécessaire de la formation des falaises puisque l'on en rencontre de nombreuses sur la côte sud-ouest.

On en observe dans des formations très diverses ; dans les séricitoschistes et phyllades de la côte est de la presqu'île d'Arama (près du St Olane), de la côte est de l'île Baaba, de certains promontoires de la côte ouest de la presqu'île d'Arama, dans la baie Banaré (presqu'île Tebane, île Nen'dyale) ; dans les phtanites des îles Neba, Pionne et Mouac ; dans les péridotites de l'île Yandé, du massif de Poum (fig. 24), de la presqu'île de Téoudié, de l'Anse Vouavouto, près de Voh ; dans les basaltes de la presqu'île de Foué, près de Koné et surtout de la baie de Poya (rive nord en particulier) ; dans le flysch de la baie de Gouaro (Pl. XII, fig. 4) ; enfin dans le Miocène de la baie de Népoui, où leur hauteur peut atteindre au moins 50 m, alors qu'ailleurs elles semblent dépasser assez rarement 10 à 20 m.

Nous n'avons pu noter aucune connexion entre la formation de ces falaises et les directions structurales. D'après Davis, les falaises verticales ont été taillées le long des parties les plus exposées de la nouvelle ligne de rivage, c'est-à-dire à l'aplomb des passes dans le récif-barrière. Cela n'est contestable pour aucun des exemples que nous venons de citer. Un léger écart longitudinal entre les passes et les falaises est tout à fait compréhensible puisque les passes sont à l'aplomb des rivières et que les matériaux deltaïques meubles de celles-ci ne peuvent donner lieu à la formation de falaises.

1. Davis l'a cependant interprété [p. 114] comme dû : « soit à un léger soulèvement de l'île, soit à la diminution d'amplitude des marées de la lagune depuis l'apparition du récif-barrière ».

Enfin, au pied de ces falaises récentes, sur la plate-forme d'abrasion littorale, sont installés des plateaux corralliens frangeants et, le long des côtes basses, surtout dans les zones d'apports fluviatiles limoneux, s'installe la frange de palétuviers. Le mouvement récent d'exondation semble bien se poursuivre actuellement par l'assèchement des marais côtiers [1].

Nous avons montré plus haut que le gauchissement transverse invoqué par Davis aurait entraîné, dès le début du 2e cycle, une bascule au SW de la côte occidentale. On peut noter des traces nettes de ce mouvement dans la dissymétrie des côtes. Dans la partie tout à fait septentrionale de la presqu'île d'Arama et à l'île Baaba, cette dissymétrie se traduit par des falaises sur la côte nord-est et par des marais très denticulés, en voie d'assèchement, sur la côte ouest ;

Fig. 24. — Le massif péridotique de Poum, vu du NW. Très schématisé.
En tireté, le profil probable de l'ancienne pénéplaine du cycle I, incisée lors des phases II et III.
La falaise de la pointe de Poum a été entaillée lors de la phase III.

mais ce ne sont là que des dominantes car des falaises, avons-nous vu, existent aussi sur la côte sud-ouest.

L'île Yandé, avec ses côtes nord et est très escarpées, sans récif frangeant, son manteau latéritique déchiqueté incliné au SW, sa côte occidentale basse frangée d'un récif sans passe, est un témoin des plus frappants de l'ancienne bascule.

***

Ainsi nous avons pu, sans trop d'artifice, insérer nos propres observations dans la théorie des trois cycles d'érosion que W. M. Davis avait présentée comme une simple « hypothèse de travail ». Cela ne saurait être une confirmation suffisante de l'exactitude de l'hypothèse, car nos efforts dans l'orientation géomorphologique sont restés sporadiques et très limités. Nous avons voulu apporter ici quelques éléments de clarification, qui puissent orienter éventuellement les chercheurs futurs et surtout alléger les descriptions habituellement données, qui ne sont que des catalogues de sommets et de rivières (même dans Piroutet). Nous ne nous dissimulons pas la fragilité de cette reconstitution. Cependant aucun fait géologique actuellement connu n'autorise à la contredire.

En somme, après les plissements oligocènes et l'émission des péridotites, l'île aurait émergé, aurait été pénéplanée pendant le dépôt du Miocène de Népoui, puis aurait subi plusieurs oscillations verticales : d'abord une surrection importante, puis un affaissement, puis une faible surrection récente. La constatation d'un gauchissement transversal, qui explique la dissymétrie des deux côtes, et d'un gauchissement longitudinal, qui explique les différences de forme de la côte ouest aux extrémités et au milieu de l'île, excluent l'hypothèse de seules variations du

1. Piroutet [p. 269] a mentionné au contraire une « avancée continuelle de la mer dans le fond des marais ». Si ce phénomène est réel, il ne doit pas être général, et même dans la région de Moindou, particulièrement étudiée par Piroutet, Avias [1949] ne parle que d'exondation. Mais un autre phénomène qui n'est pas forcément connecté à une oscillation est l'avance de la nappe d'eau salée et le recul de la nappe d'eau douce, provoquant la mort des arbres, dans le fond des golfes de la région de Moindou (Avias, 1952, Pl. VI, fig. 5).

niveau marin. Davis, cependant, n'a pas nié la théorie de l'influence glaciaire de Daly, mais il a indiqué qu'il n'en voyait pas les traces dans l'évolution des récifs et des côtes néocalédoniennes, comme en général dans l'évolution des récifs du Pacifique [1].

Et la Nouvelle Calédonie illustre remarquablement ce fait essentiel et constant que « toutes les îles encerclées par des récifs-barrières ont des rivages découpés » d'où résulte la nécessité d'une submersion et d'une croissance en hauteur du récif dont le substratum s'affaisse, selon la théorie de Darwin, fortement et chaudement défendue par Davis.

A quel moment de cette évolution récente l'homme a-t-il débarqué sur l'île ? Il est bien difficile de le préciser en l'absence d'une stratigraphie quaternaire. Les poteries ornementées de Foué (et de l'île des Pins) sont, géologiquement, tout à fait récentes puisqu'elles se localisent à la partie supérieure du niveau de 2 m et immédiatement sous la terre végétale. Quant aux données de paléontologie humaine [2] elles manquent totalement. Les auteurs des milliers de pétroglyphes si variés que l'on rencontre au bord des rivières néocalédoniennes, et quelquefois sur des sommets, nous restent inconnus. Et plus énigmatique encore qu'une géologie jalonnée de peu de repères chronologiques nous apparaissent ces spirales, ces croix de Lorraine ou ces croix bulbées, et ces labyrinthes rectangulaires, où domine le thème de l'enveloppement, que les hommes creusèrent, durant des siècles, ici dans du flysch éocène, là sur des grès de la formation à charbon, ailleurs sur des péridotites.

*
* *

« The geologist, aware of the imperfection of his evidence and of past wild theories, is cautious of generalising, and the specialist biologist seldom knows the geological evidence with its uncertainties ».

(Ch. A. Fleming, « *Tuatara* », vol. II, n° 2, 1949, p. 73.

Sans doute est-il bon de noter enfin quelques réflexions paléogéographiques à l'usage des biogéographes. On peut lire dans Davis [p. 67] : « La terre dont la Nouvelle Calédonie faisait primitivement partie se reliait vers le SW avec le prolongement de la côte du Queensland » et, dans un ouvrage à destination du grand public : « l'opinion est aujourd'hui accréditée qu'à une époque très reculée et probablement encore pendant une partie de l'ère secondaire, la Nouvelle Calédonie et la Nouvelle Zélande faisaient partie d'un grand continent australasien ».

Ces représentations sont, non seulement inutiles, mais elles ne sont pas conformes aux faits géologiques depuis longtemps connus. Lorsque les sillons longtemps subsidents s'érigent en chaînes de montagnes, celles-ci apparaissent d'abord sous la forme d'arcs insulaires. Mais l'alimentation sédimentaire des sillons suppose l'existence antérieure de terres plus ou moins proches, qui peuvent, elles aussi, avoir présenté l'allure d'arcs insulaires. Ainsi avons-nous supposé que, pendant le dépôt des grauwackes dans le sillon néocalédonien, existaient dans l'W une ou plusieurs terres alimentatrices, intermédiaires entre ce sillon et l'Australie ; c'est la « Tasmantis » des géologues australiens. Lorsque, au Mésozoïque, s'érigèrent les arcs insulaires embryonnaires de la Congo et de la haute Nounin, ils étaient séparés de cette Tasmantis par la mer, mais peut-être n'en étaient-ils pas très distants, et peut-être, dans l'intervalle, d'autres îles surgissaient-elles, qui sont aujourd'hui noyées sous des formations plus récentes ou même submergées. En tout état de cause, les biogéographes ne doivent pas seulement envisager, pour expliquer les peu-

1. Mais il estimait que, dans les zones bordières des mers coralliennes, certaines particularités morphologiques sont explicables par la théorie de Daly.

2. Anatomiques et non industrielles.

plements des arcs insulaires actuels, des transports le long de ces arcs mais aussi des transports transversaux par rapport à ces arcs. Qu'on songe qu'une oscillation positive de 1.000 m de la zone des Chesterfield, à l'W de la Nouvelle Calédonie, transformerait ces îles et ces récifs en une vaste terre, plus vaste que la Nouvelle Calédonie (fig. 25). Une telle terre a bien pu exister dans le passé, et il reste loisible aux biogéographes d'imaginer que les ancêtres des formes dont ils

Fig. 25. — Les terres qui émergeraient dans l'hypothèse d'une surrection d'une amplitude de 1.000 m dans tout le Pacifique sud-occidental.

D'après la Carte générale des Océans publiée par le Musée océanographique de Monaco (feuille A' III, 3e éd., 1942).

Apparition de « relais » entre l'Australie et la Nouvelle Calédonie et entre celle-ci et la Nouvelle Zélande.

cherchent à déterminer les migrations, y ont vécu. Les hiatus qui paraissent aujourd'hui infranchissables entre la Nouvelle Zélande, la Nouvelle Calédonie et la Papouasie se trouvent réduits si l'on veut bien imaginer des transports latéraux. Une oscillation positive, et d'un seul bloc, de 1.000 m, ferait apparaître nombre de relais longitudinaux entre la Nouvelle Zélande et la Nouvelle Calédonie et transverses entre la Nouvelle Calédonie et la bordure australienne, d'où on passe facilement à la Papouasie par une plate-forme très peu profonde (fig. 25).

Il est certain que de telles oscillations d'un seul bloc de très larges aires sont extrêmement improbables, car elles s'accompagnent nécessairement de gauchissements et d'ondulations. Et l'image des relais évoqués plus haut ne saurait traduire les relais du passé. De toute façon, sans lever les difficultés qui se posent aux biogéographes, on peut du moins les réduire kilométriquement. Des transports de flores et de faunes sont plus faciles à concevoir dans un archipel offrant la configuration serrée des Nouvelles Hébrides, et on peut imaginer toutes sortes d'ondoiements longitudinaux ou transversaux par rapport aux lignes directrices du Pacifique sud-ouest, faisant surgir de tels archipels, puis les ennoyant, tandis que la vie passe de l'un qui s'ennoie à l'autre qui émerge.

A l'occasion d'un colloque sur l'importance biogéographique de la « ligne de Wallace », organisé par la Société de Biogéographie (1952-1953) je préciserai ces notions et essaierai de montrer comment les biogéographes devraient envisager les relations entre les peuplements et la mobilité crustale, sans faire appel aux dérives wegenériennes.

Quant à une liaison continentale ancienne et directe entre la Nouvelle Calédonie et l'Australie rien n'en impose la nécessité. L'histoire subaérienne de la Nouvelle Calédonie, telle que nous la connaissons, commence timidement, avec peu d'extension, au Mésozoïque. La majeure partie de l'île ne surgira qu'à l'Oligocène. Mais que deviennent, pendant ce surgissement, la ou les terres alimentatrices occidentales ? On peut suggérer à cet égard une hypothèse basée sur la succession lithologique. Celle-ci nous montre d'abord des grauwackes, ensuite les schistes argileux fins de la formation à charbon, enfin les phtanites. En d'autres termes elle devient de plus en plus fine. Ne peut-on penser que les terres alimentatrices s'enfonçaient peu à peu, et qu'alors leurs rivages s'éloignaient du sillon néocalédonien ? Ou encore, et peut-être en même temps, qu'elles étaient de plus en plus aplanies et livraient à la mer des matériaux de plus en plus fins pour finir par de grandes quantités de silice mises en liberté par la latéritisation ? Alors un léger fléchissement aurait suffi à les ennoyer profondément sans que n'en surgisse plus aucun sommet. Il semble, à cet égard, que l'on hésite quelquefois à ennoyer des terres jusqu'à de grandes profondeurs. Mais il suffit de réfléchir qu'avec une bascule, ou plus exactement une flexion descendante de 3° seulement, de l'ordre de celle que nous avons admise pour certains massifs péridotiques, on parvient en 60 km seulement à 3.000 m de profondeur [1]. Il n'est donc pas besoin d'imaginer des fléchissements angulaires (moyens) très grands pour faire disparaître la ou les terres « tasmantidiennes » alors que la Nouvelle Calédonie surgissait [2].

1. Or l'isobathe — 3.000 m, tel qu'il est grossièrement tracé sur la carte de Bouquet de la Grye, Chambeyron et Banaré est précisément en moyenne à une cinquantaine de kilomètres de la côte ouest (carte publiée en 1862, complétée jusqu'à 1873, édition de 1903).

2. Quant à l'histoire de l'aire péripacifique (à l'extérieur de la « Sial line »), située à l'E de la Nouvelle Calédonie, nous ne pouvons formuler à son sujet aucune hypothèse, car nous n'en connaissons que des aspects très récents. On ne connaît, aux Nouvelles Hébrides, aucune roche sûrement datée comme anté-tertiaire. Même pour les formations récentes nos connaissances sont très insuffisantes puisque, par exemple, l'âge des calcaires des îles Loyauté n'est pas connu. Aussi mieux vaut attendre une documentation plus complète sur ces régions avant de se livrer à la moindre spéculation.

RÉCAPITULATION DES PRINCIPAUX RÉSULTATS NOUVEAUX APPORTÉS DANS CE MÉMOIRE

Parvenus au terme de cet exposé nous devons dégager brièvement les résultats nouveaux que nous pensons avoir pu mettre en lumière. La plupart de ces résultats présentent un intérêt essentiellement local, quelques-uns s'insèrent dans le cadre plus large de l'histoire de l'orogène papou, d'autres enfin, relatifs aux terrains métamorphiques et aux péridotites, revêtent une portée beaucoup plus générale.

STRATIGRAPHIE ET PALÉOGÉOGRAPHIE. — 1. Mésozoïque. — Aucune formation à coup sûr anté-permienne n'est connue dans le secteur étudié. La présence de Trias supérieur, non encore prouvée ici par des fossiles, et surtout de *Lias* post-hettangien et anté-toarcien et de *Jurassique supérieur* (Callovo-Oxfordien) sont démontrées, celle de l'*Albien* est probable.

L'immense lacune, précédemment admise, allant du Norien au Portlandien et même, dans certaines régions, au Crétacé supérieur, se trouve donc considérablement réduite. Pendant le Mésozoïque se sont déposées deux formations très puissantes et très compréhensives : formation des grauwackes (Permien ? — Trias — partie du Lias) et formation à charbon (peut-être du Lias supérieur, en tout cas du Callovo-Oxfordien au Sénonien).

Entre le Norien et le Sénonien, mais plus probablement au Jurassique, et peut-être à la fin de celui-ci, la partie méridionale de l'arc métamorphique septentrional a commencé à s'ériger en un arc insulaire. Une île au moins a émergé d'où descendirent les conglomérats rouges de la Congo et, plus tard (Albien ?), les végétaux qui ont fourni le charbon de Tiéta. Dans la haute Nounin s'est formé un autre arc, qui a pu émerger en partie dès la fin du Lias et d'où sont descendus les végétaux des charbons de la haute Noembra et de la haute Nounin. Ce sont là les seuls témoignages vraiment positifs d'émersions et ces émersions sont probablement restées limitées à des arcs étroits.

2. Cénozoïque. a) *Paléogène.* — La stratigraphie de l'Éocène est considérablement modifiée. Dans le bassin de Bourail ne sont retenues que deux divisions. L'Éocène I : phtanites et calcaires, surtout à *Globigerina* et *Globorotalia*, doit être attribué à l'Éocène inférieur (*s. l*) et, si l'on tient compte aussi du contexte lithologique, on ne peut plus admettre une lacune du Sénonien au Lutétien.

L'Éocène II est représenté sous deux groupes de faciès dont les aires de répartition furent séparées par des rides amorcées dès la fin de l'Éocène I, c'est-à-dire à l'Éocène moyen. Au SW de ces rides Cap Goulvain-Bourail se déposait un flysch avec brèches et microbrèches ; l'âge de ce flysch est éocène supérieur. Au NE et, d'une façon générale, dans tout le sillon médian, s'épanchaient des coulées sous-marines de basaltes α, avec intercalations de tufs, de jaspes et argillites rouges et lentilles d'oxyde de manganèse. Une partie de ce complexe volcanique est certainement éocène mais il est possible qu'il monte dans l'Oligocène. Depuis la vallée de la Pouanlotch jusqu'au rocher de Kovéi, dans le bassin de Koné, c'est-à-dire sur la lisière de l'arc métamorphique septentrional, ce complexe volcanique paléogène est transgressif sur la formation à charbon.

En dehors du bassin de Bourail on ne rencontre plus de flysch mais seulement l'Éocène I et les coulées basaltiques.

b) *Miocène et formations plus récentes.* — La présence de Miocène à Népoui, annoncée par d'autres auteurs alors que nous poursuivions nos recherches, est confirmée. Elle permet de préciser l'âge très probablement oligocène des péridotites. Selon toute vraisemblance très peu de roches ultramafiques, et peut-être aucune, n'est venue au jour avant l'Oligocène.

La pénéplanation des péridotites a probablement commencé dès le Miocène inférieur.

TERRAINS MÉTAMORPHIQUES. — Les données nouvelles les plus importantes sont relatives à leur âge et à la répartition de leurs faciès de profondeur.

Ceux du N de l'île, antérieurement considérés comme d'âge antécambrien, sont certainement en majeure partie mésozoïques, et même éocènes. Ceux de la portion méridionale de l'arc métamorphique sont au moins en partie triasiques mais peuvent inclure des couches plus anciennes. Parallèlement les faciès de profondeur sont différents : au S dominent les séricitoschistes, schistes chloriteux à épidote et prasinites, au N les séricitoschistes banaux, séricitoschistes à glaucophane et lawsonite et glaucophanites à lawsonite.

Ces différences sont manifestement connectées à des évolutions orogéniques différentes des deux régions. Dans le S s'est fait sentir l'orogénèse (jurassique ?) de la Congo, et le métamorphisme a cessé sa progression. Dans le N, où l'on ne connaît aucune trace d'orogénèse anté-éocène, le front de métamorphisme n'aurait pas cessé de monter dans une colonne sédimentaire essentiellement argileuse.

Une précision définitive, parce que cartographique, est apportée au problème des conditions de formation de la glaucophane et des relations de profondeur entre les subfaciès du faciès à glaucophane. Il existe, sur la rive gauche du Diahot, un front des glaucophanites *ortho*, valable aussi pour les paraschistes (séricitoschistes) à glaucophane. L'apparition de la glaucophane est donc essentiellement conditionnée par la profondeur. Le subfaciès à lawsonite est moins profond que le subfaciès à épidote. Enfin la pumpellyite apparaît au-dessus de la lawsonite.

PÉRIDOTITES ET SERPENTINES. — Elles sont quelquefois indubitablement intrusives, mais la plupart des grands massifs ne sont pas enracinés, comme la plupart des auteurs antérieurs l'ont affirmé. Ils reposent surtout sur les basaltes paléogènes. Mais ils ne sont pas charriés. Après avoir écarté l'argumentation « transformiste » on montre que l'hypothèse encore la plus vraisemblable est celle d'un épanchement, peut-être sous-marin, venu tardivement par rapport au développement de l'orogénèse paléogène. L'histoire magma-orogénique de la Nouvelle Calédonie ne s'ouvre donc pas par des mises en place ultramafiques, comme cela est fréquent, mais est fermée par elles. Ce serait là, dans les guirlandes insulaires, une singularité.

ESSAI TECTONIQUE. — On peut distinguer les unités suivantes : 1) l'arc métamorphique septentrional et l'arc de la haute Nounin, déversés au SW et au S vers leur convexité, 2) l'arc éocène méridional : Cap Goulvain-Bourail, modelé sur une voussure méridionale profonde et déversé au SW vers sa concavité ; dans le premier arc il y a eu avancée, dans l'autre moulage, 3) le « sillon » sédimento-volcanique médian.

L'architecture du secteur étudié s'est élaborée surtout en trois phases. Au Mésozoïque — et peut-être au Jurassique terminal — : orogénèse de la Congo ; à l'Éocène moyen : érection des rides Cap Goulvain-Bourail ; à l'Oligocène : après les épanchements basaltiques mais avant la mise en place des péridotites. Celle-ci a été suivie de mouvements en général à grand rayon de courbure et d'une bascule vers l'W.

Le style du secteur étudié se caractérise essentiellement par des déformations plastiques, par l'absence de charriage, par l'absence de grandes failles et surtout de failles à jeu récent ou actuel, d'où l'absence presque complète de séismicité.

ESQUISSE PHYSIOGRAPHIQUE. — Une brève analyse de la morphologie et de l'évolution physiographique est donnée en fonction des matériaux, des structures principales, et des oscillations verticales qui ont affecté l'île après son plissement et son émersion. Les phases principales de l'évolution physiographique sont :

1) pénéplanation, en particulier des péridotites, contemporaine du dépôt du Miocène de Népoui, 2) surrection importante avec gauchissements transversal et longitudinal, 3) affaissement et ennoyage des basses vallées, 4) soulèvement, avec exondation notamment des golfes à gypse.

Le niveau littoral de 1,50-2 m, le plus récent et le plus régulier, peut être attribué à un abaissement eustatique du niveau marin.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE. — L'étude des ressources minérales fera ultérieurement l'objet d'un volume spécial. Nous avons donné ici, en appendice, à la suite de l'étude de chaque formation ou groupe de terrains, un court aperçu sur les gisements minéraux qui lui sont associés ou affiliés, sur leur genèse et sur leurs possibilités de développement. Ces indications, qui sont déjà très résumées, ne pourraient l'être à nouveau et le lecteur est donc prié de se reporter au texte.

ESSAI PROVISOIRE D'HISTOIRE COMPARÉE DE LA NOUVELLE CALÉDONIE ET DES RÉGIONS VOISINES

L'essai présenté ici ne comportera que quelques aperçus et il ne saurait être question, en particulier, de nous y livrer à des comparaisons faunistiques détaillées ; celles-ci ne pourront être utilement entreprises que lorsque l'étude des faunes néocalédoniennes et leur figuration seront plus avancées.

Nous limiterons les comparaisons aux îles situées sur l'orogène papou : Nouvelle Zélande, Nouvelle Calédonie, Nouvelle Guinée et à l'orogène des Indes orientales qui présente le plus de ressemblances avec l'orogène papou, à savoir le plus externe ou « orogène des Moluques » [*Westerveld, 1952*].

Dans l'orogène des Moluques, le Paléozoïque n'est représenté que par du Carbonifère dans l'W de Sumatra, à Célèbes [*Brouwer, 1947*, p. 9] et dans les autres îles des Moluques on peut admettre l'existence de Permo-Carbonifère ou de Permien. En Nouvelle Guinée, on connaît du Silurien, du Dévonien, du Carbonifère (ou Permien) certains. En Nouvelle Calédonie, on connaît peut-être du Dévonien, en tout cas du Carbonifère [Avias, 1952] et du Permien.

En Nouvelle Zélande, la série paléozoïque Ordovicien-Silurien Dévonien-Carbonifère supérieur ou Permien, semble beaucoup plus complète que dans les autres îles et la présence de Cambrien a même été récemment annoncée [*W. N. Benson, 1949*].

Ainsi, dans l'ensemble, la succession paléozoïque de ces régions est plutôt décousue et l'individualisation du géosynclinal papou n'apparaît clairement qu'à partir du Permien.

Du Permien au Trias il y aurait continuité dans les Moluques. Mais en Nouvelle Guinée et dans les îles Obi et Sula, le Trias reste inconnu. On admet que cette absence correspond à une émersion mais, en Nouvelle Guinée, il reste possible que du Trias soit représenté dans certains terrains métamorphiques. Dans les zones internes néocalédoniennes, le faciès du Permien ne se différencierait pas de celui du Trias, mais, sur la côte occidentale, il est, au moins en partie, nettement individualisé (Avias). En Nouvelle Zélande, sur de très grandes surfaces, Permien, Trias et Jurassique n'ont encore pu être individualisés (« Undifferentiated » P. T. J. ou greywackes).

Au Trias, la paléogéographie semble beaucoup plus complexe dans les Moluques que dans l'orogène papou. Rien qu'à Timor, par exemple, on a pu distinguer cinq types de faciès [*Umbgrove, 1938*]. De ces cinq faciès c'est le faciès « flysch », avec ses grès, grauwackes et roches éruptives basiques, qui ressemblerait le plus aux grauwackes néocalédoniennes. Un flysch d'âge au moins *pro-parte* triasique supérieur est connu aussi à Boeton et à Célèbes (péninsule sud-est). Trias inférieur et moyen n'ont pas encore été identifiés à Célèbes, comme en bien d'autres points de l'orogène des Moluques. Il en est de même dans les régions néocalédoniennes internes où l'on ne peut guère identifier, en général, que le Trias supérieur (Norien).

Du Trias au Jurassique il semble y avoir conformité, au moins en certains points de l'orogène des Moluques : par exemple peut-être à Ceram (?) et sans doute à Célèbes est. En Nouvelle Guinée, le Lias (supérieur) existe mais n'est pas encore connu en place. En Nouvelle Calédonie, il y a certainement, à peu de choses près, conformité entre le Trias et le Lias, et aussi en Nouvelle Zélande.

Le Jurassique de ces régions est encore fort incomplètement connu. Dans aucune île on n'a pu mettre en évidence une succession absolument complète. Le Lias est connu en de nombreux points et ne semble manquer totalement nulle part. Sa présence est maintenant démontrée en Nouvelle Calédonie, où l'on connaît Rhétien, Hettangien, Sinémurien [Avias, 1952] et couches anté-toarciennes à *Pseudaucella marshalli* [Routhier, 1950]. Par contre le Jurassique moyen, bien représenté à Timor et dans les îles Sula et Obi, moins bien connu mais présent en Nouvelle Guinée [*Glaessner, 1942*, p. 45] reste encore pratiquement inconnu en Nouvelle Calédonie et en Nouvelle Zélande.

Au Jurassique supérieur d'étroites analogies faunistiques apparaissent entre le géosynclinal des Moluques et le géosynclinal papou. Notamment l'Oxfordien à *Belemnopsis gerardi* (ou *B.* cf. *alfurica*), à *Inoceramus galoi* et *subhaasti*, est connu à Timor, à Célèbes, dans les îles Sula et Obi, en divers points de Nouvelle Guinée [*Glaessner, 1945*], maintenant en Nouvelle Calédonie et en Nouvelle Zélande.

Le géosynclinal papou connecté à celui des Moluques et, par là, à la Tethys himalayenne (Spiti), passait bien, au Jurassique, sur la Nouvelle Calédonie, et c'est là une donnée paléogéographique nouvelle importante car la Nouvelle Zélande restait étrangement isolée et il fallait dévier le géosynclinal papou à l'aplomb de la Nouvelle Calédonie [*Browne*, fig. 204, p. 705].

Du Jurassique au Crétacé, la sédimentation ne montrerait aucune inconformité, du moins dans une coupe relevée à l'île Misool. Plus généralement [*Umbgrove, 1938*], cette sédimentation serait, ou pourrait être, continue du Jurassique au Crétacé supérieur à Timor, Ceram, Misool, Boeroe, Célèbes est [*Brouwer, 1947*, p. 14]. Mais à vrai dire, cela reste à prouver par des investigations, notamment micropaléontologiques, détaillées [*Glaessner, 1942*, p. 48].

En Nouvelle Guinée, on ne connaît pas de couches anté-aptiennes. En Nouvelle Calédonie, la question n'a pu être tranchée mais la possibilité, en certaines régions, d'une sédimentation continue de l'Oxfordien au moins, jusqu'au Sénonien ne peut être exclue. Cependant, dans cette île, l'érection d'un arc insulaire a eu lieu probablement au Jurassique terminal, qui romprait au moins localement cette continuité. En Nouvelle Zélande, après le Portlandien, une phase orogénique « cimmérienne jeune » (névadienne, pacifique), interrompt la sédimentation qui ne reprendra qu'à l'Aptien. D'une façon générale on doit souligner que, dans la plupart de ces régions, et en tout cas sur le géosynclinal papou, le Crétacé anté-aptien n'est pas démontré et qu'il subsiste une lacune, au moins paléontologique, importante. Il en est de même en Australie.

Les faciès du Jurassique supérieur et du Crétacé sont très différents dans l'orogène des Moluques et en Nouvelle Calédonie. Dans les Moluques il s'agit surtout de calcaires, calcaires marneux, marnes ; en Nouvelle Calédonie de pélites argileuses et de grès. Par contre, dans les îles Sula et Obi, qui ne font pas partie de l'orogène des Moluques, et en Nouvelle Guinée, le Jurassique supérieur se présente sous un faciès de shales argileux à nodules siliceux (« schistes à géodes »), qui présente une analogie certaine avec le faciès de la formation à charbon (en général) de la Nouvelle Calédonie.

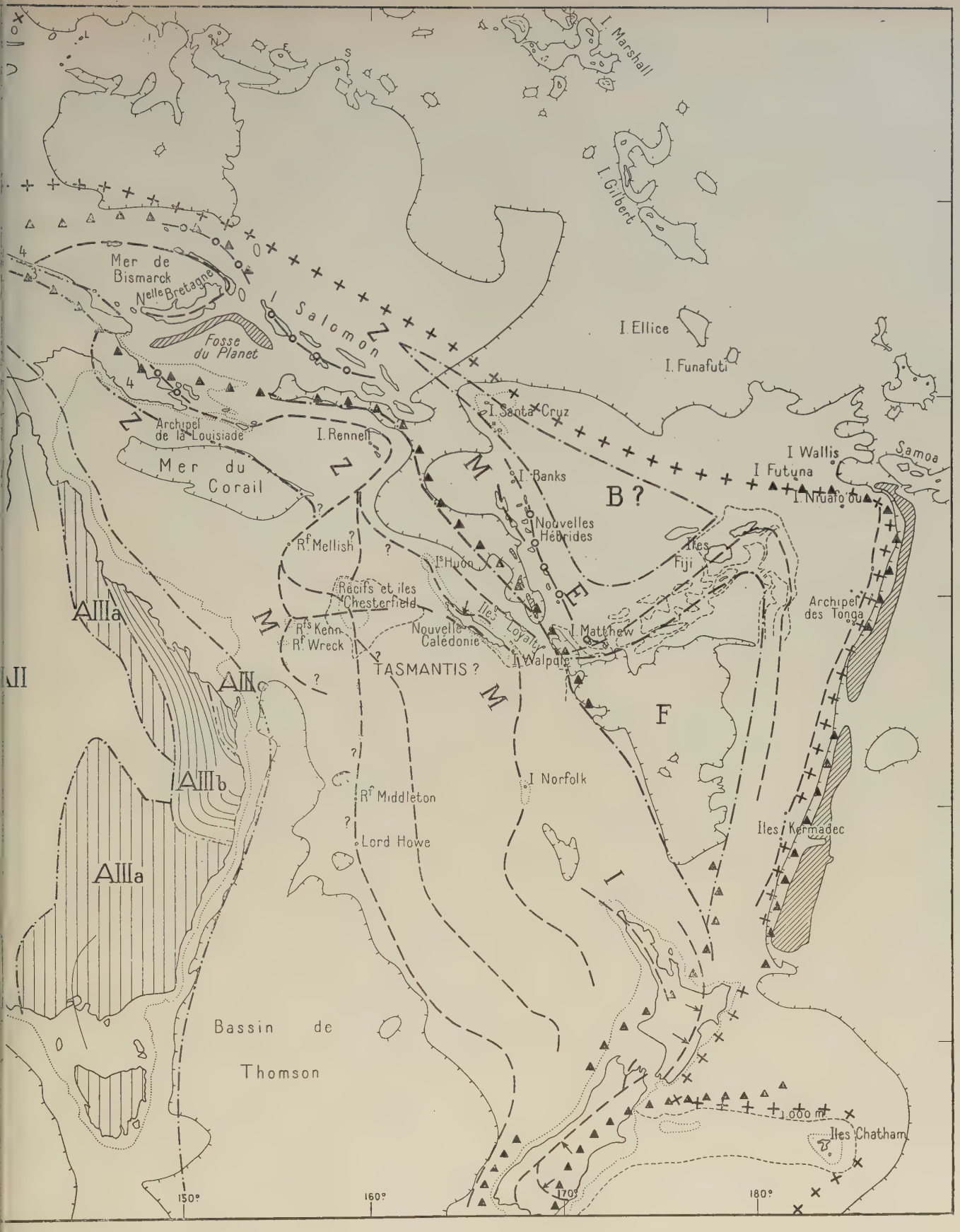
Au Crétacé, des différences faunistiques existèrent probablement entre les Moluques et certaines parties du géosynclinal papou. Ainsi les *Globotruncana* sont connus à Timor, Misool, Célèbes et en Nouvelle Guinée, que nous n'avons pas rencontrés en Nouvelle Calédonie, ou qui, de toute façon, ne pourraient y être que fort rares, comme ils le sont aussi en Nouvelle Zélande [*C. D. Ovey, 1952*].

Par contre certaines relations faunistiques apparaissent du côté méridional au Sénonien. Celui de la Nouvelle Calédonie, avec divers *Kossmaticeras*, *Puzosia*, montre des affinités très nettes avec le Sénonien néozélandais, antarctique (îles Seymour), chilien etc. ; mais des relations existent aussi avec celui de l'Inde. Ainsi, au Crétacé supérieur, la continuité géographique avec la

FIG. 26. — Esquisse géotectonique du Pacifique sud-occidental.

Bathymétrie d'après les feuilles A'III (1942), AIII (1940) et A'II (1951) du Bureau hydrographique international de Monaco. 1 : isobathe — 100 plates-formes de la Sonde et du Sahul. — 2 : isobathe — 4.000 m ; entre la Nouvelle Calédonie et les Fiji ont été figurés aussi les isobathes — 2. et — 3.000. — 3 : fosses profondes (plus de 6.000 m). — 4 : ligne andésitique (bordure pacifique), d'après A. LACROIX [*1936, 1939*], mod d'après G. A. MACDONALD [*1948, 1949*]. — 5 : directions structurales observées, ou hypothétiques (d'après la morphologie sous-marine). — limites géotectoniques, d'après M. F. GLAESSNER [*1950*] pour la région à l'E de l'Indonésie, d'après J. WESTERVELD [*1952*] pour l'Indonésie. — arcs volcaniques. — 8 : ligne d'anomalies gravimétriques négatives de l'Indonésie (d'après VENING MEINESZ). — 9 : limites schématiques de la ceint séismique circumpacifique (à l'exception de la partie indonésienne), d'après MACPHERSON [*1946*, carte 3], complétées d'après GUTENBERG et RICH [*1945*, fig. 7 à 10].

Zones géotectoniques. — *Australie.* AI : bouclier précambrien, *nuclei* stables ; ne sont pas figurés les traits structuraux de la fin du Précambrien ou p jeunes, d'après E. S. HILLS [*1946*]. AII : zone du « bassin artésien » (bouclier recouvert de sédiments non plissés). AIII : zone des géosynclin plissés de l'E australien ; a : plissements depuis l'Ordovicien mais surtout à la fin du Dinantien ; b : plissements de la fin du Permien ; plissements de la fin du Crétacé. — *Indonésie.* OM : orogène malais (plissement principal à la fin du Jurassique). O Sum : orogène de Sum



plissement principal crétacé à paléocène). OS : orogène de Sunda (caractérisé surtout par volcanisme et plutonisme miocènes). O. Mol : orogène les Moluques (plissement principal terminé à la fin du Paléogène, mais se prolongeant localement jusqu'au Miocène moyen et même récent ; roches ultrabasiques). — *Nouvelle Guinée.* 1 : aire stable méridionale (partie nord du bouclier australien AI). 2 : zone centrale (caractérisée notamment par le développement épicontinental de l'Éocène ; pas de connexion directe avec les autres zones plissées de la région indo-pacifique ; correspond aux zones 2, 3 et 4 de Glaessner). 3 : « géosynclinal septentrional » (grosse épaisseur du Tertiaire supérieur, à caractère « idiogéosynclinal » ; zone 5 de Glaessner). 4 : zone marginale externe (géologie rappelant celle des zones mélanésiennes externe et interne ; zones 6, 7 et 11 de Glaessner). — *Mélanésie.* ZMC : zone de la mer de Corail (masse médiane ou « Tasmantis » émergée, au moins partiellement, depuis le Trias jusqu'à une partie du Tertiaire). On n'a pas séparé cette zone de la zone mélanésienne interne par une limite géotectonique précise, comme dans le schéma de Glaessner ; le bord oriental de la Tasmantis était probablement proche de la Nouvelle Calédonie et de la Nouvelle Zélande. ZMI : zone mélanésienne interne = « orogène papou » de ce mémoire (plissements tertiaires de l'Éocène à la fin du Pliocène, mais aussi phases mésozoïques, en particulier fin du Jurassique ; se prolonge en Nouvelle Guinée sud-orientale). ZME : zone mélanésienne externe (roches prétertiaires exclusivement ignées et métamorphiques, formations marines et volcaniques surtout tertiaires, plissement tertiaire peu accentué, volcanisme récent à actuel ; se prolonge dans la zone marginale externe de la Nouvelle Guinée). F : « Fijia » (masse médiane submergée). B : « Borderland » hypothétique.

Tethys a été, au moins temporairement, interrompue par des conditions écologiques (climatiques ?) et peut-être aussi des barrières topographiques [*Glaessner, 1942*, p. 71].

A partir du Crétacé supérieur, le parallélisme entre la Nouvelle Calédonie et l'orogène des Moluques devient de moins en moins valable. Dans les Moluques intervient, après le Sénonien, une phase de plissement (laramienne) dont nous ne voyons pas la trace en Nouvelle Calédonie. L'Éocène est transgressif et sa partie inférieure (infra-yprésienne) manque. Cela n'est réalisé, dans le secteur étudié de la Nouvelle Calédonie, que sur la bordure de la voussure méridionale (creek Aymes). Les affinités stratigraphiques et faunistiques de l'Éocène I néocalédonien vont surtout à celui de la Nouvelle Guinée sud-orientale, région de Port-Moresby, qui comporte des roches siliceuses (« cherts »), marnes et tufs à *Globigerina*, *Globorotalia*, Radiolaires, avec intercalations de calcaires à *Discocyclina* [*Glaessner, 1942*, p. 56].

D'une façon générale, dans les Moluques, les sédiments paléogènes sont peu profonds et souvent grossiers, alors que l'Éocène de Papouasie et de Nouvelle Calédonie est encore « géosynclinal » ; la différence est donc très marquée [*Glaessner, 1942*, p. 72]. Cependant, en Nouvelle Calédonie, après une phase de plissement d'âge éocène moyen, des sédiments grossiers se déposent localement (flysch de Bourail : Éocène II). L'Oligocène, inconnu en Nouvelle Calédonie, sauf peut-être sous la forme d'épanchements basaltiques sous-marins, est connu dans la région de Port-Moresby et en Nouvelle Irlande, ainsi qu'en Nouvelle Zélande.

C'est à l'Oligocène que culminent et s'achèvent les mouvements plicatifs de la Nouvelle Calédonie, suivis de l'émission péridotique. A partir du Miocène inférieur, la Nouvelle Calédonie ne sera plus affectée que par des oscillations verticales accompagnées de gauchissements à grand rayon.

Au contraire l'histoire sédimentaire et orogénique des autres régions se prolonge bien au delà de la fin de l'Oligocène. Déjà pendant le Paléogène, mais surtout au Néogène, apparaissent, dans les Indes orientales et en Nouvelle Guinée, des bassins de subsidence où s'accumulent d'énormes épaisseurs de sédiments néritiques, limniques ou lacustres (« idiogéosynclinaux » d'Umbgrove). Ce sont les zones essentiellement pétrolières des Indes orientales. On note en passant que la question du pétrole ne se pose pas de la même façon en Nouvelle Calédonie et dans les Indes orientales.

En Nouvelle Zélande la succession tertiaire, jusqu'au Pliocène, est très complète.

Dans l'orogène des Moluques une phase de plissement très intense aurait eu lieu au Tertiaire f^2 qui correspondrait, d'après les synchronismes admis par Mohler [*1948*] au Vindobonien. Ce plissement n'est probablement pas partout de même âge puisqu'à Timor auraient été reconnues des nappes prémiocènes [*Brouwer, 1924*], alors que ces nappes seraient d'âge miocène moyen à récent à Ceram et Célèbes est. Ces grands mouvements sont suivis par une phase pliocène récente. En Nouvelle Guinée et en Nouvelle Zélande cette phase pliocène s'est manifestée de façon énergique.

Le style tectonique serait profondément différent dans ces diverses régions. Nous ne reconnaissons pas de nappes de charriage en Nouvelle Calédonie ; en Nouvelle Zélande elles semblent d'importance bien réduite (« Taitai » overthrust) alors qu'elles seraient très développées dans les Moluques. On peut évoquer ici les idées de L. Glangeaud [*1947*, *1949*, *1952*]. Dans l'orogène des Moluques, du moins dans la région de la mer de Banda, il faudrait voir une chaîne « biliminaire » dans laquelle l'affrontement de deux bourrelets liminaires aurait développé une énergie plus grande que dans les chaînes liminaires simples, où joueraient seulement courants de convection sous-crustaux et déséquilibre thermodynamique. La Nouvelle Calédonie et la Nouvelle Zélande évoquent plutôt les chaînes liminaires, de structure beaucoup plus simple ; leur style est, somme toute, assez voisin du type andin, où certains auteurs [*A. Heim, 1952*] n'admettent pas l'existence

de chevauchements et ne voient qu'un intense plissement autochtone. Nous écrivons plus haut «évoquent» parce qu'on ne peut, à coup sûr, intégrer la Nouvelle Calédonie dans le type liminaire simple de Glangeaud sans connaître la constitution des fonds marins à l'E de l'île. Il n'est pas certain, en tout cas, que ces fonds soient sialiques de façon continue jusqu'aux Fidji et jusqu'à la « ligne andésitique ». On pourrait provisoirement admettre que le bourrelet néocalédonien s'est formé à la limite de la masse tasmantidienne et d'une aire simatique (ou à sial très mince) [1], qui finira par baver sur le bourrelet. Des données géophysiques seraient bien nécessaires pour nous éclairer sur ce point.

Un trait important du style « andin » est cependant absent, ou très subordonné, en Nouvelle Calédonie. Les failles y sont probablement de peu d'importance, Au contraire, en Nouvelle Zélande, les failles, d'âge pliocène tardif, sont très nombreuses et des failles transverses se développent à travers les segments de courbure maximum. A Célèbes, Brouwer figure d'innombrables fractures et de véritables « rift-valleys ». Parallèlement, l'activité séismique et le volcanisme très récent ou actuel affectent l'arc occidental des Célèbes et la Nouvelle Zélande, alors que la Nouvelle Calédonie en reste indemne.

Par contre les caractères magmatiques, qui nous éloignent du type andin, avec ses batholites granodioritiques, nous apportent une ressemblance étroite entre la Nouvelle Calédonie et l'orogène des Moluques. Tout le long de celui-ci, depuis les monts Arakan Yoma en Birmanie jusqu'au district de Surigao (Mindanao, Philippines) on suit un cortège ophiolitique : gabbros et surtout péridotites. Les granites et diorites sont très rares et très localisés (exemple : Ceram), alors que les granodiorites (au moins en partie tertiaires) caractérisent le « Sunda orogène » plus interne. Les péridotites atteignent leur développement maximum dans l'arc oriental de Célèbes, où sont peut-être les plus gros massifs ultrabasiques du monde. Et il en résulte que les ressources minérales de l'orogène des Moluques sont les mêmes que celles de la Nouvelle Calédonie : fer latéritique, nickel (Célèbes est), cobalt, chromite et magnésite.

Il est vrai que l'âge de ces péridotites pourrait être : « crétacé tardif à éocène précoce, en tout cas certainement pré-miocène » [*Westerveld, 1952*] mais à Célèbes il est difficile de se prononcer et à Timor il se pourrait qu'elles fussent toutes prétertiaires [*Brouwer, 1947*, p. 25]. En Nouvelle Guinée, dans la région de Port-Moresby, gabbros et serpentines seraient partiellement paléogènes ou plus récents. En Nouvelle Calédonie l'émission péridotique principale aurait eu lieu à l'Oligocène. Dans l'île du Nord de la Nouvelle Zélande elles sont probablement éocènes. On notera que si les granodiorites en massifs indépendants sont inconnus en Nouvelle Calédonie, ils sont largement représentés en Nouvelle Guinée (par exemple district de Morobe) où leur âge, à coup sûr anté-tertiaire, est mal connu et dans l'île du Sud de la Nouvelle Zélande, où ils ne sont pas tous datés, mais où certains au moins sont anté-permiens. Cette différence avec la Nouvelle Calédonie ne doit pas être considérée, à vrai dire, comme une différence dans l'évolution magmatique. On doit prendre garde, en effet, qu'en comparant l'étroite île de la Nouvelle Calédonie et les larges îles de la Nouvelle Zélande et de la Nouvelle Guinée on ne compare pas des zones structurales homologues. Ainsi Glaessner [*1950*] distingue, en Nouvelle Guinée douze zones structurales. Dans les régions immergées à l'W et à l'E de la Nouvelle Calédonie existent peut-être bien des points de comparaison qui nous manquent et l'« orogène papou », en ce sens, est une notion très compréhensive, fondée surtout sur une continuité géographique.

Enfin un dernier point d'analogie peut être trouvé dans l'âge des terrains métamorphiques. Nous avons vu que l'existence ou la probabilité de terrains métamorphiques d'âge mésozoïque

1. Qui serait une déchirure dans la masse sialique circum-pacifique.

et même quelquefois éocène est reconnue aujourd'hui depuis l'Antarctide jusqu'aux monts Arakan-Yoma, et la Nouvelle Calédonie semble en être un des meilleurs exemples.

Au total on voit que les analogies ne manquent pas entre les régions comprises entre la Nouvelle Zélande et l'orogène des Moluques. Mais ces analogies sont à l'échelle des connaissances actuelles ; elles restent souvent, jusqu'ici, limitées aux grandes lignes. Cependant le progrès des découvertes dans l'une quelconque de ces régions peut éclairer les problèmes d'une autre région. C'est ainsi, par exemple, que les faunes et la stratigraphie du Lias et du Rhétien néozélandais ont permis d'éclairer celles de la Nouvelle Calédonie. Mais inversement les progrès de l'étude du Lias à Ammonites dans cette île [Avias, 1952] seront sans doute utiles quelque jour en Nouvelle Zélande et en Nouvelle Guinée.

***

Il serait, certes, satisfaisant d'esquisser pour terminer un plan tectonique du Pacifique sud-occidental. Il ne semble pas que le moment soit venu de tracer cette esquisse de façon judicieuse. Nous avons déjà noté que la notion d'orogène papou est largement géographique. Elle s'impose sur la carte et elle apparaît sur le schéma de Browne [*1950*, p. 710] comme elle apparaissait déjà dans les chaînes (notamment l'« australasienne ») de Dana [1890]. Il nous semble cependant que les arcs dessinés par les divers auteurs, et notamment l'arc papou, ne sont que des raccords géographiques à grands traits traduisant une réalité géographique *actuelle*. Mais les faits sont moins simples et des inflexions sont vraisemblables, qui n'apparaissent pas sur les cartes anciennes. Nous avons vu que l'allongement de la Nouvelle Calédonie est rompu par deux inflexions majeures : celle de l'arc métamorphique septentrional, celle de l'arc méridional Cap Goulvain-Bourail. Ces inflexions présentent-elles une ampleur très limitée, ou traduisent-elles, au contraire, des faits structuraux plus anciens et plus profonds, présentant une beaucoup plus grande extension ? C'est vers la deuxième hypothèse que nous inclinons. La carte bathymétrique et structurale (fig. 26) nous montre que la zone élevée des Chesterfield s'allonge grossièrement W-E, que sur la prolongation méridionale de la Nouvelle Calédonie une ligne de hauts-fonds. qui porte l'île Walpole, se tord vers l'E et est prolongée ensuite par l'orientation des isobathes, en direction E-NE vers les Tonga, qu'à l'E de l'île du Sud de la Nouvelle Zélande les isobathes, la ligne andésitique et la limite de la ceinture séismique circum-pacifique dessinent vers l'E un éperon portant les îles Chatham. Précisément les micaschistes du N de l'île principale Chatham sont orientés W-E [*Allan, 1925*].

Ainsi nos observations sur les inflexions longitudinales du plan architectural néocalédonien nous engagent à accorder une grande importance à des directions sans doute anciennes, transverses par rapport à la direction générale de l'arc papou.

Par des voies différentes nous convergeons donc avec H. H. Hess et J. C. Maxwell. Au 7e Congrès Pacifique des Sciences (Nouvelle Zélande, 1949), ces auteurs ont présenté le résumé d'une communication sur les lignes structurales majeures du Pacifique sud-occidental. Le texte de cette communication n'est malheureusement pas encore sorti de presse. Entre autres considérations le résumé attire l'attention sur les courbures opposées de deux groupes d'arcs du Pacifique sud-occidental : Kermadec et Tonga, à convexité vers l'E ; Nouvelles Hébrides, Salomon, Nouvelle Bretagne, à convexité tournée vers l'W, le SW et le S. Les fosses profondes qui bordent ces arcs du côté de leur convexité représenteraient le « down-buckling » de la croûte suivant la théorie de Vening Meinesz.

Nous noterons que l'arc métamorphique septentrional de la Nouvelle Calédonie, qui s'est développé en un arc insulaire dès le Mésozoïque (et sans doute au Jurassique), tourne sa convexité

vers le SW. La Nouvelle Calédonie dans son ensemble, avec sa prolongation méridionale de l'île Walpole reproduit ce dispositif, identique à celui des arcs Nouvelles Hébrides — Nouvelle Bretagne.

Hess et Maxwell admettent que la fosse située à l'W des Nouvelles Hébrides est connectée à la fosse située à l'E des Tonga par une grande zone de « strike-slip faulting », où se réalise l'accommodation des directions opposées de mouvement au N et au S de cette zone. Plusieurs volcans actifs (Matthew, Hunter) se situent sur cette zone.

Or celle-ci coïncide avec la bande d'isobathes serrés, limitant au N le « Fiji Basin » des cartes bathymétriques, bande sur laquelle nous attirions plus haut l'attention (fig. 26). Cette direction apparaît déjà clairement sur le schéma géotectonique de Glaessner [*1950*, p. 867]. Peut-être l'énorme émission péridotique néocalédonienne ne serait-elle pas sans rapport avec cette zone de fracturation.

Le schéma structural du Pacifique sud-occidental ne peut donc se limiter au raccord de formes géographiques émergées. Il doit aussi tenir compte de directions transverses. A notre avis, il est difficile d'établir les relations d'âge des diverses directions, mais, d'après nos présomptions en Nouvelle Calédonie, il semble que les directions transverses pourraient fort bien être très anciennes, à coup sûr antérieures au Cénozoïque, même au Mésozoïque. Peut-être même sont-elles des faits structuraux très archaïques de la masse sialique qui s'étend de l'Australie jusqu'à la ligne andésitique.

Sans doute ces indications sont-elles bien clairsemées. Un progrès ne pourra être accompli que grâce à une connaissance beaucoup plus serrée de la géographie [1], de la géologie et de la géophysique [2] du fond des mers dans ces régions.

1. Signalons à cet égard que Hess et Maxwell ont disposé d'un grand nombre de sondages accumulés par l'U. S. Navy pendant la guerre.

2. Il faut tenir compte des données séismiques si remarquablement compilées et interprétées par Gutenberg et Richter [*1945*]. Mais ceci nous éloignait du cadre de l'« orogène papou », auquel nous voulions nous limiter ici. Nous reviendrons dans l'avenir sur la structure du Pacifique sud-occidental.

BIBLIOGRAPHIE

La Bibliographie comprend deux parties : 1. *Nouvelle Calédonie* ; 2. *Autres régions et traités généraux*.

Dans le texte, les appels à la Bibliographie *Nouvelle Calédonie* sont en caractères romains entre crochets ; les appels à la Bibliographie *Autres régions et traités généraux* sont en caractères italiques entre crochets.

La plupart des références relatives à la minéralogie des minerais et aux gisements minéraux ne figurent pas dans cette bibliographie et seront citées dans un ouvrage qui paraîtra ultérieurement (Gisements minéraux).

Nouvelle Calédonie.

Arnould, A., R. Goupillaud et P. Routhier (1948). — Découverte de pegmatite à tourmaline en Nouvelle Calédonie. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 359-361, Paris.

Avias J. (1949 *a*). — Note préliminaire sur quelques observations et interprétations nouvelles concernant les péridotites et serpentines de Nouvelle Calédonie (secteur central). *B. S. G. F.* (5), XIX, p. 439-451, Paris.

— (1949 *b*). — Note préliminaire sur quelques phénomènes, actuels ou subactuels de pétrogénèse et autres, dans les marais côtiers de Moindou et de Canala (Nouvelle Calédonie). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 277-280, Paris.

— (1950). — Note préliminaire sur la découverte de formations marines postérieures au Bajocien et antérieures au Kimmeridgien, en Nouvelle Calédonie. *Ibid.*, p. 195-197.

— (1951). — Note préliminaire sur la présence du Lias inférieur (Hettangien et Sinémurien) et moyen en Nouvelle Calédonie. *CR. Ac. Sc.*, t. 232, p. 172-174, Paris.

— (1952). — Contribution à l'étude stratigraphique et paléontologique des formations antécrétacées de la Nouvelle Calédonie centrale. Thèse Fac. Sc., Nancy.

Avias, J. et J. Drot (1952). — Sur la présence du Rhétien en Nouvelle Calédonie. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 247-248, Paris.

Benson, W. (1923 *a*). — The state of geological mapping in New Caledonia. *Proc. Pan-Pacific Sc. Congr., Australia*, vol. I, p. 794-795.

— (1923 *b*). — The Carboniferous of New Caledonia. *Ibid.*, vol. II, p. 1091.

— (1923 *c*). — The cenozoic rocks of New Caledonia. *Ibid.*, vol. I, p. 974.

— (1923 *d*). — The structure of New Caledonia. *Ibid.*, vol. I, p. 742.

— (1928). — The mesozoic rocks of New Caledonia and their relation to those of New Zealand. *Proc. 3d Pan-Pacific Sc. Congr., Tokyo*, vol. II, p. 1701-1703.

Bernard, A. (1895). — L'archipel de la Nouvelle Calédonie. Paris, Hachette.

Caillère, S. (1951). — Sur la présence de la montmorillonite à Koumac (Nouvelle Calédonie). *Bull. Soc. fr. Minér.*, t. LXXIV, p. XLI, Paris.

Chambeyron, L. (1875). — Note relative à la Nouvelle Calédonie. *Bull. Soc. Géogr.*, 6e série, t. 9, p. 566-586, Paris.

— (1876). — Le grand récif au Nord (Ouest) de la Nouvelle Calédonie. *Ibid.*, 6e sér., t. 11, p. 334-344.

Compton, R. H. (1917). — New Caledonia and the isle of Pines. *Geograph. Journ.*, vol. 49, p. 81-103, Londres.

Crenn, Y. (1952). — Mesures gravimétriques en Nouvelle Calédonie. *CR. Ac. Sc.*, t. 236, p. 105-107, Paris

— (1953). — Mesures gravimétriques et magnétiques en Nouvelle Calédonie. Rapport à l'O. R. S. O. M., inédit.

Crie, L. (1889). — Beiträge zur Kenntniss der fossilen Flora einiger Inseln des Südpacifischen und Indischen Ocean, *in* W. Dames und Kayser : Paleontologischen Abhandlungen, N. F. (der ganzen Reihe, Bd V), Heft 2, p. 77-91, pl. IX-XVIII, Iéna.

Davis, W. M. (1925). — Les côtes et les récifs coralliens de la Nouvelle Calédonie. *Ann. Géogr.*, t. XXXIV, n° 191, p. 244-269, 332-359, 423-441, 521-558, 64 fig., Paris.

De Chételat, E. (1947). — La genèse et l'évolution des gisements de nickel de la Nouvelle Calédonie. *B. S. G. F.* (5), XVII, p. 105-160, 6 pl., 10 fig., Paris.

Delesse, A. et A. de Lapparent (1873-1874). — Note sur la Nouvelle Calédonie. *Rev. Géol.*, t. 12, p. 182, Paris.

Deprat, J. (1905 *a*). — Sur la présence de nouméite à l'état détritique dans l'Éocène néo calédonien. *CR. Ac. Sc.*, t. 140, p. 1471-1472, Paris.

— (1905 *b*). — Les dépôts éocènes néocalédoniens. *B. S. G. F.* (4), V, p. 485-516, 4 pl. 7 fig., Paris.

— (1909). — Sur la présence de *Pellatispira* dans l'Éocène de Nouvelle Calédonie. *Ibid.* (4), IX, p. 288-289.

Deprat, J. et M. Piroutet (1905). — Sur l'existence et la situation tectonique anormale de dépôts éocènes en Nouvelle Calédonie. *CR. Ac. Sc.*, t. 140, p. 158-160, Paris.

Deslongchamps, E. (1862-1863). — Documents sur la géologie de la Nouvelle Calédonie. *Bull. Soc. linn. Normandie*, t. 8, p. 332-378, 2 pl., Caen.

— (1864). — Documents sur la géologie de la Nouvelle Calédonie. Paris, F. Savy, 49 p., 2 pl.

— (1864). — On the Geology of New Caledonia and on some triassic fossils from the Island of Hugon. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, vol. 20, 2e part., p. 31-32, Londres.

— (1866). — Documents sur la Géologie de la Nouvelle Calédonie, suivis du catalogue des roches recueillies dans cette île par MM. Jouan et F. Deplanches et de la description des fossiles triasiques de l'île Hugon, dépendance de cette colonie. *Journ. Conchyl.*, 3e sér., t. 6, p. 384, Paris.

Filhol, H. (1878). — Note sur une dent de Rhinoceros de la Nouvelle Calédonie. *Ann. Sc. nat.*, 6e sér., t. III, Paris.

Fischer, P. (1867). — Note sur les roches fossilifères de l'archipel néocalédonien. *B. S. G. F.* (2), XXIV, p. 457-458, Paris.

Friedel, Ch. (1892). — Sur une pierre de fronde canaque, en péridot. *Bull. Soc. fr. Minér.*, t. 15, p. 256-257, Paris.

Garnier, J. (1864). — Esquisse géologique et ressources minérales de la Nouvelle Calédonie, Paris, 22 p.

— (1867 *a*). — Note sur la géologie de la Nouvelle Calédonie. *B. S. G. F.* (2), XXIV, p. 438-451, Paris.

— (1867 *b*). — Essai sur la géologie et les ressources minérales de la Nouvelle Calédonie. *Ann. Mines*, 6e sér., t. 12, p. 1-92, 1 carte, Paris.

— (1868). — Note sur la Nouvelle Calédonie. *Bull. Soc. Géogr.*, 5e sér., t. 15, p. 453-468, Paris.

Glasser, E. (1903-1904). — Rapport à M. le Ministre des Colonies sur les richesses minérales de la Nouvelle Calédonie. *Ann. Mines*, 10e sér., t. 5, p. 503-620 et 623-693, Paris.

— (1932). — Nouvelle Calédonie. *In* La géologie et les Mines de la France d'Outre-Mer. Publ. Bureau Et. géol. et min. colon., Soc. Et. géogr., n° 1, p. 445-471, 1 fig., 1 carte, Paris.

Guillaumin, M. A. (1919). — Note de paléobotanique néocalédonienne. *Rev. gén. Botanique*, t. XXXI, p. 273-274, 1 pl., Paris.

Grekoff, N. et Y. Gubler (1951). — Données complémentaires sur les terrains tertiaires de la Nouvelle Calédonie. *Rev. Inst. fr. Pétrole*, vol. VI, n° 8, p. 283-293, Paris.

Gubler, Y. et R. Pomeyrol (1948). — Existence du Néogène marin en Nouvelle Calédonie. *CR. Ac. Sc.*, t. 226, p. 1292-1293, Paris.

Haas, J. O. (1932). — Rapport à M. le Ministre des Colonies sur les ressources de la Nouvelle Calédonie en combustibles liquides. Inédit.

Heinz, R. (1928). — Über die Oberkreide-Inoceramen Neu Seelands und Neu Kaledoniens. *Mitt. Geol. Staats Inst. Hamburg*, H. 10, p. 111-130, Hambourg.

Heim, A. et A. Jeannet (1922). — Crétacique supérieur à Inocérames et Éocène de la Nouvelle Calédonie. *B. S. G. F.*, (4), XXII, p. 246-253, 5 fig., Paris.

Heurteau, E. (1876). — Rapport à M. le Ministre de la Marine et des Colonies sur la constitution géologique et les richesses minérales de la Nouvelle Calédonie. *Ann. Mines*, 7e sér., t. 9, p. 232-454, 4 pl., Paris.

— (1876). — Constitution géologique et richesses minérales de la Nouvelle Calédonie. *Bull. Soc. Géogr.*, 6e sér., t. 12, p. 648-653, Paris.

JANNETTAZ, E. (1867). — Note pour servir à l'étude des roches de la Nouvelle Calédonie. *B. S. G. F.* (2), XXIV, p. 451-453, Paris.

JEANNET, A. (1951). — Sur deux Échinides tertiaires de la Nouvelle-Calédonie. *Ibid.*, (6), I, p. 413-418.

JENSEN, H. I. (1923). — The geology of New Caledonia. *Proc. Pan-Pacific Sc. Congr., Australia*, vol. II, p. 1323-1324.

— (1936). — Problems in the geology of New Caledonia (with a note on the petrology of a small collection of schists, by Germaine A. JOPLIN). *Proc. linnean Soc. of N. S. Wales*, t. LXI, p. 262-276, Sydney.

JOPLIN, G. A. (1937). — An interesting occurrence of lawsonite in glaucophane-bearing rocks from New Caledonia. *Mineral. Mag.*, 1937, vol. 24, p. 534-537, Londres.

KILIAN, W. (1909). — Sur des fossiles de Nouvelle Calédonie recueillis par M. Maurice LEENHARDT. *B. S. G. F.* (4), IX, p. 5, Paris.

— (1910). — Sur la présence de *Fagesia* en Nouvelle Calédonie. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 21-22, Paris.

KILIAN, W. et M. PIROUTET (1905). — Sur les fossiles éocrétaciques de la Nouvelle Calédonie. *B. S. G. F.* (4), V, p. 113-114, Paris.

KILIAN, W. et P. REBOUL (1909). — Les Céphalopodes néocrétacés des îles Seymour et Snow-Hill, etc. *In* Wissensch. Ergebn. Schwed. Südpolar-Exped., 1901-1903, vol. 3. *Geol. u. Paläont.*, n° 6, 75 p., 20 fig., 20 pl.

LACROIX, A. (1893-1895). — Minéralogie de la France et de ses colonies, t. I, p. 704, Paris.

— (1897). — Sur la lawsonite de Corse et de la Nouvelle Calédonie. *Bull. Soc. fr. Minér.*, t. XX, p. 309-312, Paris.

— (1903). — Sur une pseudomorphose d'insecte en nouméite (Nouvelle Calédonie). *Ibid.*, t. 26, p. 303.

— (1910). — Minéralogie de la France et de ses colonies, t. IV, p. 704 (Lawsonite), Paris.

— (1911). — Le cortège filonien des péridotites de la Nouvelle Calédonie. *CR. Ac. Sc.*, t. 152, p. 816, Paris.

— (1937 *a*). — Sur une chute de météorite pierreuse en Nouvelle Calédonie survenue le 15 juillet 1936. *Ibid.*, t. 204, p. 625-626.

— (1937 *b*). — La chute de météorites de Nassirah, Nouvelle Calédonie (15 juillet 1936). *Bull. Soc. fr. Minér.*, t. 60, p. 226-231, Paris.

— (1941). — Les glaucophanites de la Nouvelle Calédonie et les roches qui les accompagnent, leur composition et leur genèse... *Mém. Ac. Sc.*, 2e sér., t. 65, p. 1-103, 4 pl., Paris.

— (1942). — Les péridotites de la Nouvelle Calédonie, leurs serpentines et leurs gîtes de nickel et de cobalt. Les gabbros qui les accompagnent. *Ibid.*, 2e sér., t. 66, p. 1-143.

LANTEAUME, M. (1950). — *Dadoxylon* (*Araucarioxylon*) *Boureaui* n. sp. Bois silicifié mésozoïque de Nouvelle Calédonie. *B. S. G. F.* (5), XX, p. 33 à 38, 3 fig., Paris.

LIVERSIDGE, A. (1880). — Notes upon some minerals from New Caledonia. *Journ. Roy. Soc. N. S. Wales*, t. XIV, p. 227-246, Sydney.

MOJSISOVICS, E. von (1895). — Ammonites triasiques de la Nouvelle Calédonie. *CR. Ac. Sc.*, t. 121, p. 741-742, Paris.

— (1896). — Beiträge zur Kenntnis der obertriasischen Cephalopoden-Faunen des Himalaya. *Denkschr. kais. Ak. Wissensch.*, Bd 63, p. 575-701, 8 fig., Vienne.

PELATAN, L. (1891). — Carte géologique de la Nouvelle Calédonie et des diverses îles de l'archipel néocalédonien. *Génie civil*, t. 19, Paris.

— (1892). — Les mines de la Nouvelle Calédonie. Esquisse géologique. Mines de charbon. *Ibid.*, t. 19, p. 351-439, 1 carte géol., Paris.

PIROUTET, M. (1903). — Note préliminaire sur la géologie d'une partie de la Nouvelle Calédonie. *B. S. G. F.* (4), III, p. 155-177, Paris.

— (1908). — Note sommaire sur le Trias de la Nouvelle Calédonie. *Ibid.*, (4), VIII, p. 325-329.

— (1912). — Sur l'existence du Trias inférieur et du Permien en Nouvelle Calédonie. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 187-189, Paris.

— (1917). — Étude stratigraphique sur la Nouvelle Calédonie. Thèse, Paris, Protat Frères, Mâcon, 313 p., carte géol. couleurs au 1.000.000e.

— (1924). — Sur l'âge des couches à Inocérames de Nouvelle Calédonie. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 147-148, Paris.

POMEYROL, R. (1951). — Rapport sur les possibilités d'existence de gisements de pétrole en Nouvelle Calédonie. *Rev. Inst. Pétrole*, vol. VI, n° 8, p. 271-282, Paris.

RATTE, F. (1878). — Note sur les roches et gisements métalliques de la Nouvelle Calédonie et catalogue explicatif de la collection envoyée à Paris en 1878. Nouméa, 1 br.

ROMEU, A. DE (1906). — Sur une anorthosite à corindon (plumasite) provenant de la Nouvelle Calédonie. *Bull. Mus. Hist. nat.* p. 594-596, Paris.

ROUTHIER, P. (1948). — A propos d'une résente note sur le Néogène marin en Nouvelle Calédonie. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 358, Paris.

— (1950 *a*). — Sur les conditions de formation de la glaucophane. *Cahiers géol. Thoiry*, n° 1, p. 3-5, Thoiry.

— (1950 *b*). — Sur la présence de formations liasiques en Nouvelle Calédonie. *Ibid.*, n° 3, p. 30,

— (1951). — Sur les péridotites de la Nouvelle Calédonie. *CR. Ac. Sc.*, t. 233, p. 1204-1207, Paris.

— (1952). — Les gisements de fer de la Nouvelle Calédonie, XIX[e] Congr. géol. intern. Alger, Symposium sur les gisements de fer du monde, t. II, p. 567-587.

ROUTHIER, P., A. ARNOULD, J. AVIAS et H. GRUNEVALD (1949). — Mission en Nouvelle Calédonie (1946-1948). Office Rech. sc. col., *Courrier des Chercheurs*, I, p. 35-46.

SARASIN, F. (1917). — La Nouvelle Calédonie et les îles Loyalty. Souvenirs de voyage d'un naturaliste, trad. J. Roux, 296 p., Paris, Fischbacher.

— (1925). — Über die Tiergeschichte der Länder des südwestlichen pazifischen Ozeans auf Grund von Forschungen in Neu Caledonien und auf den Loyalty-Inseln, *in* Nova Caledonia, A : Zoologie, vol. IV-LI, 177 p., Berlin, Kreidel's Verlag.

TOBLER, A. (1921-1922). — Notizen auf der aussereuropäischen Abteilung der Geologischen Sammlung., Beilage zum Bericht uber das Basler Naturhist. Museum für das Jahr 1921, *Verh. Naturforsch. Ges. Basel*, Bd 33, Bâle.

WILCKENS, O. (1925). — Stratigraphie und Bau von Neu Caledonien. *Geol. Rundsch.*, Bd 10, H. 2, p. 128-142, Leipzig.

— (1926). — Neu Seeland und Neu Caledonien. *Ibid.*, Bd 17, H. 3, p. 233, Leipzig.

ZEILLER, R. (1889). — Notes sur quelques empreintes végétales des couches de charbon de la Nouvelle Calédonie (Observation de H. DOUVILLÉ). *B. S. G. F.* (3), XVII, p. 443-446, Paris.

Autres régions et traités généraux.

ALLAN, R. S. (1925). — Preliminary account of the geology of Chatham. *New Zealand Journ. Sc. Techn.*, 7, p. 290-294, Wellington.

BARTH, T. F. W. (1952). — Theoretical Petrology, New York, Wiley and Sons.

BENSON, W. N. (1918). — The origin of serpentine, a historical and comparative study. *Am. Journ. Sc.* (4), vol. 46, p. 693-731, New Haven.

— (1923). — Paleozoic and Mesozoic seas in Australasia. *Trans. New-Zealand Inst.*, vol. 54, p. 1-62, Wellington.

— (1924). — Structural features of the margin of Australasia, *Ibid.*, vol. 55, p. 99-137.

— (1927). — The tectonic conditions accompanying the intrusion of basic and ultrabasic igneous rocks. *Mem. Nat. Ac. Sc.*, t. 19, Washington.

— (1949). — Annonce de la découverte de Cambrien en Nouvelle Zélande (non éditée), *7d Pan-Pacific Sc. Congr., New Zealand*, 1949.

BERTRAND, L. et M. LONGCHAMBON (1913). — Observations sur les schistes lustrés et les roches vertes du Queyras et de la Haute-Ubaye. *Bull. Serv. Carte géol. Fr., C. R. Coll.*, t. XIII, n° 126, p. 169-175, Paris.

BLONDEL, F. (1942). — La recherche scientifique des gisements minéraux. Publ. Bureau Ét. géol. min. col., n° 18, Paris.

BOLZE, J. et H. SCHNEIDERHÖHN (1951). — Métallogénie hydrothermale dans les monts de Téboursouk (Tunisie septentrionale). *B. S. G. F.* (6), I, p. 381-388, Paris.

BOURCART, J. (1949). — Géographie du fond des mers. Paris, Payot.

BOWEN, N. L. (1948). — The granite problem and the method of multiple prejudices. *Mem. Geol. Soc. Am.*, n° 28, p. 79, New York.

Bowen, N. L. et O. F. Tuttle (1949). — The system MgO-SiO^2-H^2O. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 60, p. 439-460, New York.

Brouwer, H. A. (1924). — Bijdrage tot de geologie der Obi-Eilanden. *Jaarb. Mijnw. Ned. Oost-Indië*, 1923, *Verhand.*, 61 p., Amsterdam et Batavia.

— (1942). — Summary of the geological results of the expedition to the Lesser Sunda Islands, *in* Geol. Expedition to the Lesser Sunda Islands, p. 347-401, Amsterdam, North-Holl. and Publ. Cy.

— (1947). — Geological explorations in the island of Celebes, Summary of the results, 64 p., Amsterdam, North-Holl and Publ. Cy.

Brouwer, H. A. et C. G. Egeler (1951). — Sur le métamorphisme à glaucophane dans la nappe des schistes lustrés de la Corse. *Proc. Kon. Ned. Ak. Wetensch.*, série B, vol. 54, n° 2, p. 130-139, Amsterdam.

Browne, W. R. (1947). — A short history of the Tasman geosynclinal of Eastern Australia. *Sc. Progress*, vol. XXXV, n° 140, p. 623-637, Londres.

Browne, W. R. et T. H. Edgeworth David (1950). — The geology of the Commonwealth of Australia, 3 vol., Londres, E. Arnold and Co.

N. B. — Pour cet ouvrage, nous avons cru devoir ne pas respecter la tradition bibliographique. En effet, si ce livre est présenté comme une revision du travail de T. H. Edgeworth David, l'effort de synthèse personnel de Browne est trop important pour qu'il ne lui soit pas rendu justice. Quant Browne est cité en référence sans précision de date il s'agit de l'ouvrage de 1950.

Brunn, J. H. (1950). — Ségrégation stratifiée dans une péridotite du Pinde et conditions de mise en place des ophiolites (roches vertes). *CR. Ac. Sc.*, t. 230, p. 988-990, Paris.

Caillère, S. (1936). — Contribution à l'étude des minéraux des serpentines. *Bull. Soc. fr. Minér.*, t. 59, Paris.

Cayeux, L. (1916). — Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. *Mém. Expl. Carte géol. France*, Paris.

— (1929). — Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. *Ibid.*

Castellanos, A. (1950). — Una visita a los Portales del Continente Blanco, Association Cultural de Conferencias de Rosario (Argentine), n° 6, Rosario.

Choubert, B. (1947). — Géochimie des magmas et permanences statistiques. *Mém. Soc. géol. Fr.*, nouv. sér., t. XXXVI, n° 54, Paris.

Cole, C. A. J. and J. W. Gregory (1890). — On the variolitic rocks of Mont Genèvre. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, vol. 46, p. 295-332, Londres.

Cuvillier, J. (1951). — Corrélations stratigraphiques par microfaciès en Aquitaine occidentale. Leyde, E. J. Brill.

Davis, E. F. (1918). — The radiolarian cherts of the Franciscan group. *Bull. Dept. Geol., Univ. California*, vol. XI, p. 235-408, Berkeley.

Deicha, G. (1942). — Sur les conditions de dépôt dans le golfe du gypse parisien. *CR. Ac. Sc.*, t. 214, p. 863-864, Paris.

Diehl, E. A. (1938). — Geologisch-petrographische Untersuchung der zone du Grand Combin im Val d'Ollomont (Prov. Aosta, Italien). *Schweiz. min. petr. Mitt.*, Bd 18, p. 214-403, Zurich.

Diener, C. (1913). — Trias of Kashmir. *Pal. Indica*, n. s., vol. 5, mém. 1, Calcutta.

Dubertret, L. (1952). — La géologie des roches vertes au NW de la Syrie et du Hatay (Turquie). Thèse, Fac. Sc. Paris, inédit.

Ellenberger, F. (1952). — Sur l'âge du métamorphisme dans la Vanoise. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 318-321, Paris.

Ellenberger, F. et autres (1948). — Métamorphisme, silicifications et pédogénèse en Bohême méridionale. *Ann. scient. Franche-Comté*, 111e an., Besançon.

Fairbairn, H. W. (1949). — Structural Petrology of deformed rocks, Cambridge, Mass., Addison-Wesley Press.

Finlay, H. J. (1947). — The foraminiferal evidence for tertiary transtasman correlation. *Trans. Roy. Soc. New Zeal.*, vol. 76, pt. 3, p. 327-352, Wellington.

Finlay, H. and J. Marwick (1940). — The divisions of the Upper Cretaceous and Tertiary of New Zealand. *Ibid.*, vol. 70, pt. 1, p. 98.

Fisher, N. H. (1944). — Outline of the Geology of the Morobe Goldfields. *Proc. Roy. Soc. Queensland*, vol. IV, n° 4, p. 51-58, Brisbane.

FLEMING, C. A. (1947). — Serpentinite at Wairere, Totoro Survey District, King Country. *New Zeal. Journ. Sc. Tech.*, vol. 29, n° 3 (sec. B), p. 100-115, Wellington.

— (1949). — The geological history of New Zealand. « *Tuatara* », vol. II, n° 2, p. 72-90, New Zealand.

FRÉY, R. (1937). — La classification moderne des roches éruptives. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 44, Rabat.

GEOLOGICAL SURVEY OF NEW ZEALAND (1948). — The Outline of the Geology of New Zealand, 47 p., Wellington.

GIGNOUX, M. (1943). — Géologie stratigraphique, 3e éd., Paris, Masson et Cie.

GLAESSNER, M. F. (1943). — Problems of stratigraphic correlation in the indo-pacific region. *Proc. Roy. Soc. Victoria*, vol. LV, pt. 1 (new series), p. 41-80, Melbourne.

— (1945 *a*). — Mesozoic fossils from the Central Highlands of New Guinea. *Ibid.*, vol. LVI, pt. II, p. 151-169.

— (1945 *b*). — Principles of Micropaleontology. Melbourne, University Press.

GLAESSNER, M. F., J. N. MONTGOMERY et N. OSBORNE (1944). — Explanatory notes to accompany a geological sketch map of Eastern New Guinea, 32 p. Prepared by Directorate of Research L. H. Q., Melbourne.

— (1945). — Geological sketch map of Eastern New Guinea, 1 : 2.500.000e. Prepared by Directorate of Research L. H. Q., Melbourne.

GLANGEAUD, L. (1947). — Orogénèse et pétrogénèse profonde, d'après les théories géophysiques nouvelles. *Rev. scientifique*, 85e an., fasc. 18, nos 3286-3287, p. 1107-1120, Paris.

— (1949). — Interprétation thermodynamique des phénomènes orogéniques actuels et tertiaires. *Annales sc. et litt. Franche-Comté*, 16 p., Besançon.

— (1952). — Thermodynamique de la pétrogénèse profonde (métamorphisme et volcanisme). *Rep. 18th sess. Intern. geol. Congr., Great Britain, 1948*, Part III, p. 53-64, Londres.

GOODSPEED, G. E. (1948). — Origin of granites. *Mem. Geol. Soc. Am.*, n° 28, p. 55-78, New York.

GROSSOUVRE, A. DE (1901). — Recherches sur la craie supérieure, 1re part. : Stratigraphie générale. *Mém. Expl. Carte géol. Fr.*, 1.013 p., Paris.

GUTENBERG, B. et C. F. RICHTER (1945). — Seismicity of the Earth (supplementary papers). *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 56, p. 603-689, New York.

HAUG, E. (1921). — Traité de Géologie, 2e part. : Primaire, Trias, Jurassique. Paris, Armand Colin.

HEIM, A. (1952). — Tectonic problems of the Andes (observations 1939-1947). *Rep. 18th sess. Intern. geol. Congr., Great Britain, 1948*, part. XIII, p. 122-128, Londres.

HESS, H. H. (1938). — A primary peridotite magma. *Am. Journ. Sc.*, vol. XXXV, n° 209, p. 321-344, New Haven.

— (1939). — World distribution of serpentinized peridotites and its geologic significance. *Am. Miner.*, vol. 24, n° 4, p. 275-276, Lancaster.

HESS, H. H. et J. C. MAXWELL (1949). — Major structural features of the south west Pacific : a preliminary interpretation of H. O 5484 bathymetric chart New Guinea to New Zealand, résumé ronéotypé présenté au 7e Congr. Pacif. Sc., Nouvelle Zélande (texte non édité).

— (1953). — Carribean research project. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 64, p. 1-6, New York.

HOLMES, A. (1921). — Petrographic methods and calculations, Londres, Th. Murby.

HUTTON, C. O. (1938). — The stilpnomelane group of minerals. *Mineral. Mag.*, vol. 25, p. 172-206, Londres.

— (1940). — Metamorphism in the Lake Wakatipu Region, Western Otago, New Zealand. *Sc. a. Ind. Res., Geol. Mem.* n° 5, 84 p., Wellington.

ICHIKAWA K. (1951). — *Trans. Proc. Pal. Soc. Japan*, NS2 p. 43-48, *postscript*, Tokyo.

JOHANNSEN, A (1932). — A descriptive petrography of the igneous rocks, vol. II, 1st ed., Chicago, Univ. Chicago Press.

— (1939). — *Id.*, vol. I, 2e ed., Chicago, Univ. Chicago Press.

KING, Ph. B. (1949). Sedimentary facies in geologic history. *Mem. Geol. Soc. Am.* n° 39, Discussion, p. 168, New York.

KLÜPFEL, W. (1941). — Über die Altvulkane und die Neuvulkane und ihre Abstammung. *Forsch. und Fortschr.*, 17 Jahrg., nos 16-17, Berlin.

KOBAYASHI, T. (1944). — Reciprocal development of radiolarian rocks as between asiatic and australian sides. *Proc. Imp. Ac. Tokyo*, vol. XX, p. 234-238, Tokyo.

Kossmat, F. (1937). — Der ophiolithische Magmagürtel in den Kettengebirgen des mediterranen Systems. *Sitz. Preuss. Ak. Wiss.*, Bd XXIII-XXIV, p. 308-325, Berlin.

Krumbein, W. C. et L. L. Sloss (1951). — Stratigraphy and Sedimentation, 497 p., San Francisco, W. H. Freeman et C°.

Lacroix, A. (1927). — La constitution lithologique des volcans du Pacifique central austral. *Bull. Volcanol.*, vol. IV, n°s 13-14, p. 218-31, Naples.

— (1933). — Classification et nomenclature des roches éruptives, in : Roches éruptives de l'Indochine. *Bull. Serv. géol. Indochine*, vol. XX, fasc. 3, Hanoï.

— (1936-1939). — Composition minéralogique et chimique des laves des volcans des îles de l'Océan Pacifique situées entre l'Équateur et le tropique du Capricorne, le 175° de longitude ouest et le 165° de longitude est. *Mém. Ac. Sc.*, t. 63, n° 2, 97 p., 10 pl., Paris.

— (1939-1940). — Rapport de la section de Volcanologie. Comité national français de Géodésie et de Géophysique, Paris, p. 195-197.

— .(1940). — Les caractéristiques des laves des îles situées au Sud de l'Équateur, formant la limite du domaine circumpacifique dans la région des Nouvelles Hébrides et de la fosse Tonga-Kermadec. *CR. Ac. Sc.*, t. 211, p. 37-40, Paris.

Lalicker, C. G. (1949). — Principles of Petroleum Geology, New York, Appleton-Century.

Lapparent, J. de (1923). — Leçons de Pétrographie, Paris, Masson et C^ie^.

Lanquine, A. (1935). — Le Lias et le Jurassique des chaînes provençales, II : le Jurassique moyen et supérieur. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXXVIII, n° 191, Paris.

Lobeck, A. K. (1939). — Geomorphology, 1st ed., New York, Mc Graw-Hill.

Lodočnikow, W. N. (1936). — Serpentine und Serpentinite der Iltschirlagerstätte und im allgemeinen und damit verbundene petrologische Probleme. *Trans. Centr. Geol. Prosp. Inst. Moscou*, fasc. 38, p. 1-817 (german translation, p. 728-770), Moscou.

Longchambon, M. (1910-1911). — Contribution à l'étude du métamorphisme des terrains secondaires dan les Pyrénées orientales et ariégeoises. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXI, p. 323-391, Paris.

Macdonald, G. A. (1948). — Notes on Niuafo'ou. *Am. Journ. Sc. vol.*, 246, p. 65-77, New Haven,

— (1949).—Hawaiian petrographic province. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 60, p. 1541-1596, New York.

Mac Kee (1949). — Faciès changes in the Colorado plateau. *Mem. Geol. Soc. Am.*, n° 39, p. 35-48, New York.

Macpherson, E. O. (1946). — An outline of late cretaceous and tertiary diastrophism in New Zealand. *Sc. a. Ind. Res., Geol. Mem.*, n° 6, Wellington.

Marshall, P. (1911). — Oceania, *in* : Handbuch der regionalen Geologie, Heidelberg.

Marwick, J. (1926). — *Myalinidae* from the Jurassic of New Zealand. A new genus and a new species. *Trans. New Zeal. Inst.*, vol. 56, p. 304-306, Wellington.

— (1935). — Some new genera of the *Myalinidae* and *Pteriidae* of New Zealand. *Trans. Roy. Soc. New Zeal.*, vol. 65 (3), p. 295-303, pl. 34-36, Wellington.

— (1950). — Series and stage divisions of New Zealand triasic and jurassic rocks. *New Zeal. Journ. Sc.*, Technol. Sect., vol. 32, n° 3, p. 8-10, Wellington.

Masson, R. (1938). — Geologisch-petrographische Untersuchungen im unteren Valpelline, Provinz Aosta (Italien). *Schweiz. min. petr. Mitt.*, Bd 18, p. 54-212, Zürich.

Millosevich, F. (1927). — Le rocce a corindone della Val Sessera (Prealpi Biellesi). *R. C. roy. Ac. Lincei*, ser. 6, vol. V, p. 22-31, Florence.

Mohler, W. A. (1948). — Über das Vorkommen von *Alveolina* und *Neoalveolina* in Borneo. *Ecl. geol. Helv.*, vol. 41, n° 2, p. 321-329, Berne.

Muller, S. W. (1938). — Upper triassic pelecypod genus *Monotis*. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 49, Abstracts, p. 1893, New York.

Murthy, P. B. (1950). — Genesis of asbestos and barite, Cuddapah District, Rayalaseema, South India. *Econ. Geol.*, vol. 45, n° 7, p. 681-696, New Haven.

Netelbeek, Th. A. F. (1951). — Géologie et Pétrologie de la région entre Vezzani et Lugo di Nazza (Corse), Amsterdam, Van Gorcum et Comp. N. V., 125 p., 1 carte.

Orcel, J. (1924). — Notes minéralogiques et pétrographiques sur la Corse. Roches à riebeckite de Vezzani. *Bull. Soc. Sc. Hist.* et *Natur. Corse*, n°s 461-464, p. 123-127, Bastia.

Ovey, C. D. (1950). — The stratigraphical value of Foraminifera in New Zealand (based on correspondence and literature from Dr. H. J. Finlay). *Rep. 18th sess. Intern. geol. Congr., Great. Britain, 1948*, part XIII, p. 70-72, Londres.

PERRIN, R. et M. ROUBAULT (1951). — La révolution moderne des idées en Pétrographie. *Rev. scientifique*, 89e an., fasc. 2, n° 3310, p. 101-109, Paris.

PREISWERK, H. (1926). — Nephrit von Haudères (Wallis). *Schweiz. min. petr. Mitt.*, Bd. VI, p. 267, 1 pl., 2 fig., Zurich.

QUITZOW, H. W. (1935). — Porphyrite und glaucophangesteine in der Trias von Nordkalabrien. *Nachr. Gesells. Wissensch. Gottingen*, Math.-physik. Klasse, Geol. u. Miner, N. F., Bd I, n° 9, Göttingen.

RAGUIN, E. (1946). — Géologie du granite, Paris, Masson.

— (1949). — A propos d'une nouvelle interprétation du complexe igné du Bushveld, Transvaal. *Rev. scientifique*, n° 3304, p. 228-31, Paris.

RANKAMA, K. et Th. G. SAHAMA (1950). — Geochimistry. Chicago, Univ. Chicago Press.

READ, H. H. (1948). — Granites and granites. *Mem. Geol. Soc. Am.* n° 28, p. 1-19, New York.

REED, J. J. (1948). — Granitization in New Zealand, I : The emplacement of the Bluff Norite : a reinterpretation. *New Zeal. Journ. Sc. Techn.*, vol. 29, n° 4 (sec. B), p. 201-214, Wellington.

REYNOLDS, D. L. (1944). — The South-Western end of Newry Igneous complex. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, vol. 99, p. 205-246, Londres.

— (1947). — The association of basic « fronts » with granitization. *Sc. Progr.*, vol. 35, p. 205-219, Londres.

RINNE, F. (1928). — La Science des roches, trad. L. BERTRAND. Paris, J. Lamare.

ROEVER, W. P. DE (1950). — Preliminary notes on glaucophane bearing and other cristalline schists from south east Celebes, and on the origin of glaucophane-bearing rocks. *Proc. Kon. Neder. Ak. Wetensch.*, vol. LIII, n° 9, Amsterdam.

ROGERS, A. F. et P. F. KERR (1942). — Optical Mineralogy. New York, Mc Graw Hill.

ROQUES, M. (1941). — Les schistes cristallins de la partie sud-ouest de Massif Central français. *Mém. Expl. Carte géol. Fr.*, Paris.

ROUTHIER P. (1944). — Essai sur la chronologie des « roches vertes » mésozoïques des Alpes occidentales. *B. S. G. F.* (5), XIV, p. 117-143, Paris.

— (1945). — Sur l'origine des roches vertes. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 101 et 125, Paris.

— (1946 *a*). — L'association radiolarites-roches vertes dans les chaînes géosynclinales. *Ibid.*, p. 26-28, 66-67 et 89-91.

— (1946 *b*). — Vulcano-plutons sous-marins du cortège ophiolitique. *CR. Ac. Sc.*, t. 222, p. 192-194, Paris.

— (1946 *c*). — Un type particulier de gîte cuprifère associé à des roches vertes : le gîte de Saint-Véran (Hautes-Alpes). *Bull. Soc. fr. Minér.*, t. LXIX, p. 99-150, Paris.

SCHNEIDERHÖHN, H. (1941). — Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde, 1r Band.. Jena, G. Fischer.

SCHÜRMANN, H. M. E. (1936). — Lawsonit aus Cuba. *Zentralbl. Min. Jahrg*, Abt. A, n° 8, p. 245-251, Stuttgart.

— (1951). — Contribution à la question de la glaucophane. *Neues. Jahrb. Miner., Monatsh.*, n° 3, 49-67, Stuttgart.

SHAND, S. J. (1948). — Origin of granite, discussion. *Mem. Soc. Geol. Am.*, n° 28, p. 137-139, New York.

SOSMAN, R. B. (1938). — Evidence on the intrusion-temperature of peridotites. *Am. Journ. Sc.*, vol. XXXV-A, p. 353-359, New Haven.

STEINMANN, G. (1927). — Die ophiolithischen Zonen in den meditterranen Kettengebirgen. *C. R. XIVe Congr. géol. intern. Madrid*, p. 637-668, Madrid.

TAINSH, H. R. (1950). — Tertiary Geology and principal oil fields of Burma. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, vol. 34, n° 5, p. 823-855, Tulsa.

TALIAFERRO, N. L. (1943). — Franciscan Knoxville problem. *Ibid.*, vol. 27, p. 109-219.

TALIAFERRO, N. L. et F. S. HUDSON (1943). — Genesis of the manganese deposits of the Coast Ranges of California, *in* Manganese of California. *Dept. of Nat. Res., Div. of Mines, Bull.* n° 125.

TAYAMA et RISABURO (1952). — Coral reefs of the South Seas. *Bull. Hydrographic Office*, vol. XI, traduction anglaise, p. 183-292, Tokyo.

TELLER, F. (1886). — Die Pelec. Faun. v. Werchojansk in Ostsiber ; Arktis. Trias-faun, E. Mojsisovics. *Mem. Ac. Imp. Sc.*, 7e sér., t. 33, n° 6, Saint-Pétersbourg.

TESTER, A. C. (1950). — Marine terraces of the Pacific Ocean area. *Rep. 18th sess. Intern. geol. Congr., Great Britain, 1948*, part VIII, p. 72, Londres.

— (1952). — Latérites in New Caledonia, South Pacific Area. *Ibid.*, part. XIII, p. 294.

Trechmann, C. T. (1918). — The Trias of New Zealand. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, vol. 73, pt. 3, p. 165-246, Londres.

— (1923). — The Jurassic rocks of New Zealand ; with an appendix on Ammonites from New Zealand by L. F. Spath. *Ibid.*, vol. 79, pt. 3, p. 246-312, pl. 12-18, Londres.

Turner, F. J. (1933). — The metamorphic and intrusive rocks of Southern Westland. *Trans. New Zeal. Inst.*, vol. 63, p. 178-284, Wellington.

— (1948). — Evolution of the metamorphic rocks. *Mem. Geol. Soc. Am.*, n° 30, New York.

Twenhofel, W. H. (1926). — Treatise on Sedimentation, Baltimore, Williams and Wilkins.

Umbgrove, J. H. F. (1938). — Geological history of the East Indies. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, vol. 22, n° 1, p. 1-70, 24 fig., 7 tabl., Tulsa.

— (1950). — Structural history of the East Indies, Cambridge, University Press.

Van Bemmelen, R. W. (1949). — The geology of Indonesia. La Haye, Gov^{t} Printing Office.

N. B. — Quant cet auteur est cité sans précision, on se réfère à l'ouvrage d'ensemble sur l'Indonésie.

— (1950). — On the origin of the igneous rocks in Indonesia. *Geol. en Mijnb.*, 12 Jg., n° 7, p. 207-220, Leyde.

Van Biljon, S. (1949). — The transformation of the Pretoria Series in the Bushveld Complex. *Trans. Geol. Soc. South Africa*, vol. LII, p. 1-175, Johannesburg.

Van der Vlerk, I. M. (1950). — Stratigraphy of the Caenozoic of the East Indies based on Foraminifera. *Rep. 18th sess. Intern. geol. Congr., Great Britain, 1948*, part. XV, p. 61-63, Londres.

Volney Lewis, J. (1914). — Origin of pillow lavas. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. XXV, n° 4, p. 591-654, New York.

Wandel, G. (1936). — Beiträge zur Kenntnis der jurassischen Mollusken fauna von Misol, ost-Celebes, Buton, Seran und Jamdena. *N. Jahrb. Min. Geol. u. Pal., Abh.*, 75 Beil., Bd Abt. B, p. 447-526, taf. XV-XX, Stuttgart.

Washington, H. S. (1901). — A chemical study of the glaucophane schists. *Am. Journ. Sc.*, vol. XI, p. 35-59, New Haven.

Wegmann, C. E. (1935). — Zur Deutung der Migmatite. *Geol. Rundsch.*, vol. 26, Stuttgart.

Weinschenk, E. (1897). — Weitere Beiträge zur Kenntniss der Mineral-lagerstätten der serpentine in den östlichen Centralalpen. *Zeit. von Groth*, t. XXVII, p. 559-576.

Westerveld, J. (1952). — Phases of Mountain building and mineral provinces in the East Indies. *Rep. 18th sess. Intern. geol. Congr., Great Britain, 1948*, part. XIII, Londres.

Whitehouse, F. W. (1926). — The correlation of the marine cretaceous deposits of Australia. *Austral. Ass. Advancement Sc.*, vol. XVIII, p. 275-280, Perth.

Whitney Lewis, J. (1932). — Geology of Cuba. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, vol. 16, n° 6, p. 533-555, Tulsa.

Wilckens, O. (1917). — Die Geologie von Neu Seeland. *Geol. Rundsch.*, bd 8, Stuttgart.

Woods, H. (1917). — The cretaceous faunas of the north eastern part of the South Island of New Zealand. *New Zeal. Geol. Surv., Pal. Bull.*, vol. 4, Wellington.

LISTE DES FIGURES

Pages

Tableau schématique récapitulant les grands traits de la lithologie et de l'histoire géologique du secteur étudié 10

Fig. 1. — Secteurs étudiés et cartographiés par l'auteur 5

Fig. 2. — Grauwackes et couches à *Inoceramus* du bassin de Poya (carte) 19

Fig. 3. — Affleurements à charbon de la haute Noembra 19

Fig. 4. — Carte de la formation de la Congo 34

Fig. 5. — A : Coupe de la vallée de la Témala ; B : Coupe de la vallée de la Faténaoué 35

Fig. 6. — A : Coupe de la vallée de la Congo ; B : Coupe de la vallée de la Kamendoua 37

Fig. 7. — Carte d'une partie de l'anticlinal de Bourail 85

Fig. 8. — Coupe ... montrant des giclures de Crétacé argileux dans les phtanites de l'Éocène I ... 86

Fig. 9. — Carte du Crétacé et de l'Éocène au fond du bassin de Poya 88

Fig. 10. — A : Carte de l'Éocène I métamorphique de la rive gauche du Diahot ; B : Coupe passant par la Roche Mauprat 93

Fig. 11. — A : L'anticlinal de Boutana ; B : Coupe 107

Fig. 12. — Coupe du synclinal des brèches de la rivière Buadio 110

Fig. 13. — A : Intercalation sédimentaire dans les basaltes paléogènes ; B : Détails structuraux dans les basaltes paléogènes 129

Fig. 14. — Coupe de la formation miocène de Népoui 135

Fig. 15. — Carte montrant la répartition des termes de transformation des dolérites 159

Fig. 16. — Diagramme montrant la succession des minéraux dans la transformation des dolérites en glaucophanites 160

Fig. 17. — Le massif péridotique du Koniambo-Katepahie (carte) 180

Fig. 18. — Carte d'une partie du bassin de Koumac, montrant deux types d'« appareils » ultramafiques. 182

Fig. 19. — A : Le rentrant des basaltes paléogènes dans la vallée de la Kaouméré ; B : Discordance de la surface de base des péridotites sur les structures des basaltes paléogènes 184

Fig. 20. — A : Les péridotites à l'E de Pouembout ; B : Péridotites du Koniambo et plis internes ; C : Serpentines de la cluse de la Boghen 188

Fig. 21. — Rose de fréquence des directions structurales entre le sommet du dôme de Tiébaghi et la mine Chagrin 202

Fig. 22. — Schéma montrant la mise en place des péridotites « recouvrantes » dans l'hypothèse d'une chaîne liminaire simple 214

Fig. 23. — Alignement des indices chromifères au sommet du dôme de Tiébaghi 219

Fig. 24. — Le massif péridotique de Poum, vu du NW 243

Fig. 25. — Les terres qui émergeraient dans l'hypothèse d'une surrection d'une amplitude de 1.000 m dans tout le Pacifique sud-occidental 245

Fig. 26. — Esquisse géotectonique du Pacifique sud-occidental 252

TABLE DES MATIÈRES

Pages

AVANT-PROPOS 5

INTRODUCTION 8

ESQUISSE STRUCTURALE DE LA RÉGION ÉTUDIÉE 16

LA FORMATION DES GRAUWACKES (PERMIEN? TRIAS-LIAS) 18

Description des faciès. Étude lithologique 19
Faune et âge 23
Comparaison lithologique avec le Trias et le Jurassique des régions voisines 29
Conditions de dépôts 31

LA FORMATION DES CONGLOMÉRATS ET ARKOSES DE LA VALLÉE DE LA CONGO 34

Quelques coupes dans la formation 35
Étude lithologique 37
Age de la formation 39
Interprétation paléogéographique 40

LA FORMATION DES GRÈS ET SCHISTES FELDSPATHIQUES DE LA BAIE DE NEHOUE ET DU BASSIN DE KOUMAC 42

Roches sédimentaires 42
Roches ignées 44
Gisements minéraux associés 47

LA FORMATION A CHARBON (JURASSIQUE SUPÉRIEUR-CRÉTACÉ) 49

Description des faciès. Étude lithologique 50
Faune et âge 55
1. Faune à *Inoceramus* et *Perisphinctes* 55
2. Faune à Pélécypodes de Tiéta 59
3. Faune à *Kossmaticeras* 60
Extension chronologique et stratigraphie de la formation 62
Comparaisons avec les régions voisines 67
Gisements minéraux associés (charbon) 69

LES ROCHES IGNÉES EN PLACE DANS LES FORMATIONS NON MÉTAMORPHIQUES ANTÉ-ÉOCÈNES 70

Étude pétrographique 70
Age 72

LES FORMATIONS ÉOCÈNES 74

Connaissances antérieures ; discussion préliminaire 75
I. Description des formations éocènes 78
A. La formation phtanitique et calcaire. Éocène I 78
1. Les phtanites et phtanites-grès 78
2. Les calcaires à *Globigerina* et *Globorotalia* 80
3. Les calcaires à *Discocyclina* 82
4. Les calcaires à Bryozoaires 87

5. Les marnes 89
6. Les dolomies 91
7. Calcaires divers, sans microorganismes, non métamorphiques 92
8. Les calcaires de la zone métamorphique du Diahot 92
B. La formation du flysch. Éocène II 95
1. Faciès sédimentaires de l'Éocène II. Le flysch du bassin de Bourail 95
2. Faciès volcaniques de l'Éocène II 101
C. L'Éocène transgressif de la région du Creek Aymes 102
D. L'Éocène du bassin de Pouembout 106
E. L'Éocène discordant du synclinal de Buadio, bassin de Koumac 109
II. Échelle stratigraphique de l'Éocène. Discussion. Essai paléogéographique ... 111
III. Comparaisons avec les régions voisines 116
Gisements minéraux associés à l'Éocène (hydrocarbures) 120

LES ÉPANCHEMENTS PALÉOGÈNES 122

I. Roches volcaniques 123
Étude pétrographique 123
Age. Relation avec l'orogénèse 126
Comparaison avec d'autres basaltes du Pacifique 126
II. Intercalations sédimentaires dans les coulées volcaniques 128
Gisements minéraux associés aux épanchements paléogènes (pyrite et cuivre, manganèse, etc.) ... 131

LE MIOCÈNE ET LES FORMATIONS PLUS RÉCENTES 134

I. Les formations littorales et fluvio-marines néogènes 134
A. La formation miocène de Népoui 135
B. Autres formations marines soulevées 139
II. Les formations littorales et fluviatiles plio-quaternaires 140
Gisements minéraux associés (gypse, giobertite, chromite détritique) 147

LES TERRAINS MÉTAMORPHIQUES 148

I. Étude lithologique 149
A. Les roches paramétamorphiques 149
1. Les schistes sériciteux 150
2. Les schistes chloriteux 154
B. Les roches ignées et leur métamorphisme 156
1. Région septentrionale. La filiation dolérites-roches à glaucophane et lawsonite. 157
Le front des glaucophanites 161
2. Région Congo-Kamendoua. Les prasinites 163
C. Conclusions de l'étude pétrographique 164
II. Age des terrains métamorphiques et age du métamorphisme 165
Comparaison avec les terrains métamorphiques d'autres régions du Pacifique occidental. 170
III. Conclusions générales sur les terrains métamorphiques 172
Gisements minéraux associés aux terrains métamorphiques (B. P. G. C., manganèse, titane, barytine, fer : itabirites) 173

LES PÉRIDOTITES ET SERPENTINES 176

I. Formes et relations des massifs ultrabasiques 178
A. Les massifs recouvrants 179
B. Les massifs et « fils » inclus 187
II. Pétrographie et architecture des péridotites et serpentines 193
A. Les types pétrographiques 194
B. L'agencement des types lithologiques ou architecture des massifs péridotiques 200

III. A PROPOS DE LA « SERPENTINISATION » 203
IV. AGE DES PÉRIDOTITES ET SERPENTINES 205
V. LES INTERPRÉTATIONS GÉNÉTIQUES 207
A. Hypothèses relatives à la formation et à la mise en place des péridotites et autres roches basiques en général 207
B. Hypothèse proposée par l'auteur 211
Conclusion 216
Gisements minéraux affiliés aux péridotites (nickel, cobalt, fer latéritique, chrome, giobertite) 217

ESSAI TECTONIQUE 221
I. CARACTÈRES GÉNÉRAUX DE L'ARCHITECTURE NÉOCALÉDONIENNE 221
A. Schéma d'ensemble des structures. Les inflexions longitudinales 221
B. Allure des structures en coupe 226
C. Péridotites, serpentines et structures 227
II. BRÈVE DESCRIPTION STRUCTURALE RÉGIONALE DU VERSANT OUEST 228
Conclusion 233

ESQUISSE PHYSIOGRAPHIQUE 235
1re phase 235
2e phase 236
3e phase 241
Quelques réflexions paléogéographiques à l'usage des biogéographes 244

RÉCAPITULATION DES PRINCIPAUX RÉSULTATS NOUVEAUX APPORTÉS DANS CE MÉMOIRE 247

ESSAI PROVISOIRE D'HISTOIRE COMPARÉE DE LA NOUVELLE CALÉDONIE ET DES RÉGIONS VOISINES 250

BIBLIOGRAPHIE 258
Nouvelle Calédonie 258
Autres régions et traités généraux 261

LISTE DES FIGURES 267

DEUXIÈME THÈSE

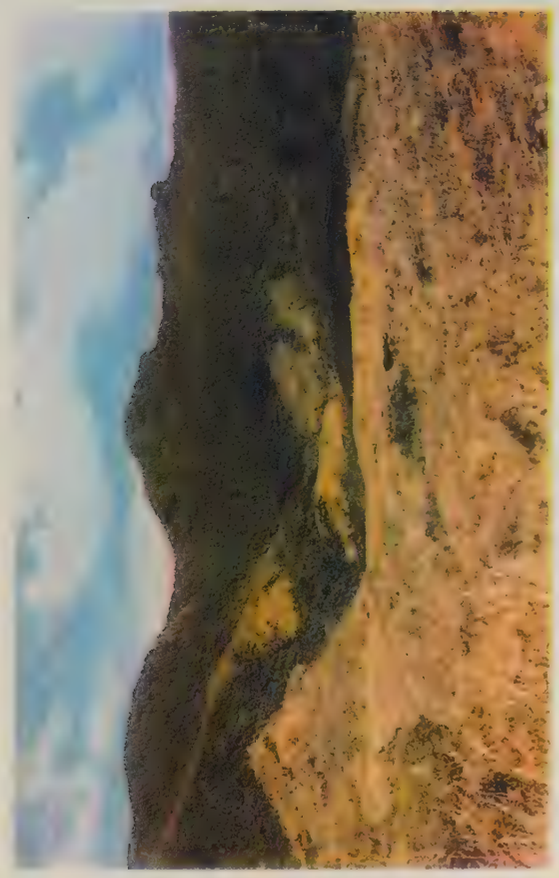
PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

LES GISEMENTS MINÉRAUX DE CETTE RÉGION

Vu et approuvé :
Paris, le 15 juin 1952.
Le Doyen de la Faculté des Sciences,
A. Chatelet.

Vu et permis d'imprimer :
Le Recteur de l'Académie de Paris,
Jean Sarrailh.

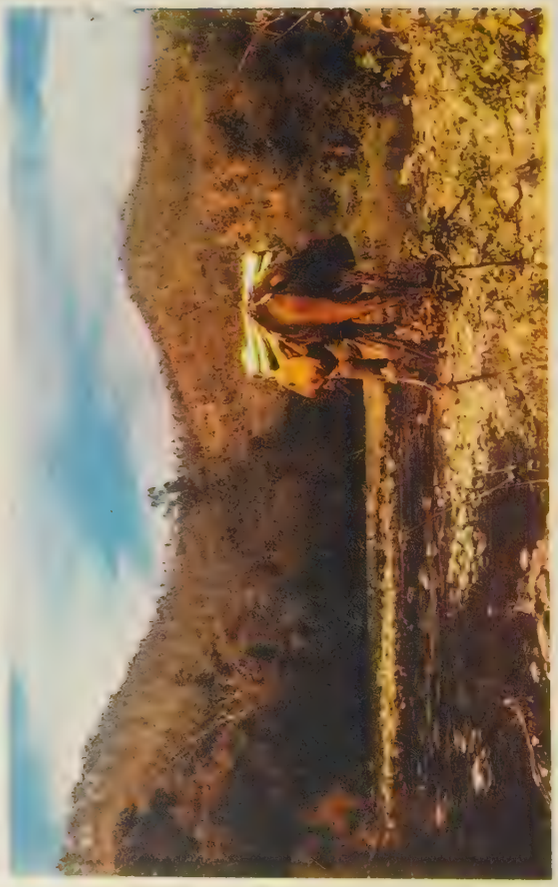
IMPRIMERIE PROTAT FRÈRES, MACON.
La gérante de la Société géologique : M. Odier.
Octobre 1953. N° imprimeur : 5654. — N° éditeur : 107. — Dépôt légal : 4e trimestre 1953.



2

4

1



3

L. BRUNISSEN, Imp. 30, rue Le Brun, Paris

MÉMOIRE N° 67

PLANCHE I

1. *Un exemple de pénéplaine sur péridotites : le dôme de Tiébaghi (fragment).*

Vu de la passerelle de Néhoué.

Liseré rouge des latérites ferrugineuses couvrant les péridotites. La route claire, bordée de Goyaviers, est encaillassée avec des « caillasses siliceuses », c'est-à-dire des phtanites dépigmentés de l'Éocène I.

2. *Un paysage typique sur terrains métamorphiques : la montagne d'Atéou, sur la haute Kamendoua.*

Vu du SE, de la montée au col de Panaki. Au premier plan les parties basses sont couvertes de Graminées, de buissons où abonde le Lantana, et de Niaoulis. A l'arrière, sur les hautes cîmes, forêt dense, se prolongeant le long des torrents par des galeries forestières.

La petite dent aiguë au quart droit de la photo est le S^{t} Pouejaté. L'inclinaison légère de son flanc gauche correspond sensiblement au faible pendage (15°) vers le N des schistes métamorphiques (chloriteux).

3. *La rivière Faténaoué* entre la Station Martin et Témala.

Au fond, à droite, colline rose de la formation à charbon. La photographie, prise au mois d'août (hiver austral), montre la rivière presque à sec. Le sentier n'est pas tracé et le voyageur circule sur les galets ou dans la rivière.

4. *Les péridotites du Pic Tsiba, près d'Ouaco.*

Vues du SE.

Le pic Tsiba, à gauche et le massif de droite sont en péridotites reposant presque à plat sur les basaltes paléogènes. Ceux-ci forment des collines basses, jaunes, couvertes de Graminées sèches ; la végétation arborescente y est limitée aux bords des rivières (grandes traînées sombres).

Clichés P. Routhier.

Sélections P. Mémin, réalisées au Service photographique du Laboratoire de Géologie de l'École Normale Supérieure.

MÉMOIRE N° 67

PLANCHE II

1. *Entomonotis ochotica* var. *densistriata* Teller.

   Tête de la rivière Nounin, sous le M^t Katepouenda, un peu en amont de la tribu d'Ouaté (498).

2. *Entomonotis ochotica* var. *sparsicostata* Teller.

   Même gisement que le précédent (500).

3. *Entomonotis ochotica* var. *sparsicostata* Teller.

   Petit affluent de la Nounin, un peu en aval d'Ouaté (501).

4. *Entomonotis ochotica* var. *eurhachis* Teller.

   Même gisement que 1 et 2 (500).

5. Cf. *Daonella indica* Bittner.

   Même gisement que 1 et 2 (498).

6. *Pseudaucella marshalli* Trechmann.

   a, *b*, *c* (1281), *d* (1272) : région du creek Aymes au Mé Aoui ; *e* (494) : creek au S du S^t Grao, massif du M^t Katepouenda.

7. *Inoceramus* sp. « *G* ».

   Sentier de Goipin à Ponerihouen, à 500 m au N du hameau de Porachieno (456).

8. Jeune de *I. subhaasti* Wandel ou *I. galoi* Boehm ?

   Rive droite de la Néquipin, crête entre S^{ts} 375 et 368′ (435).

9. *Inoceramus* cf. *subhaasti* Wandel.

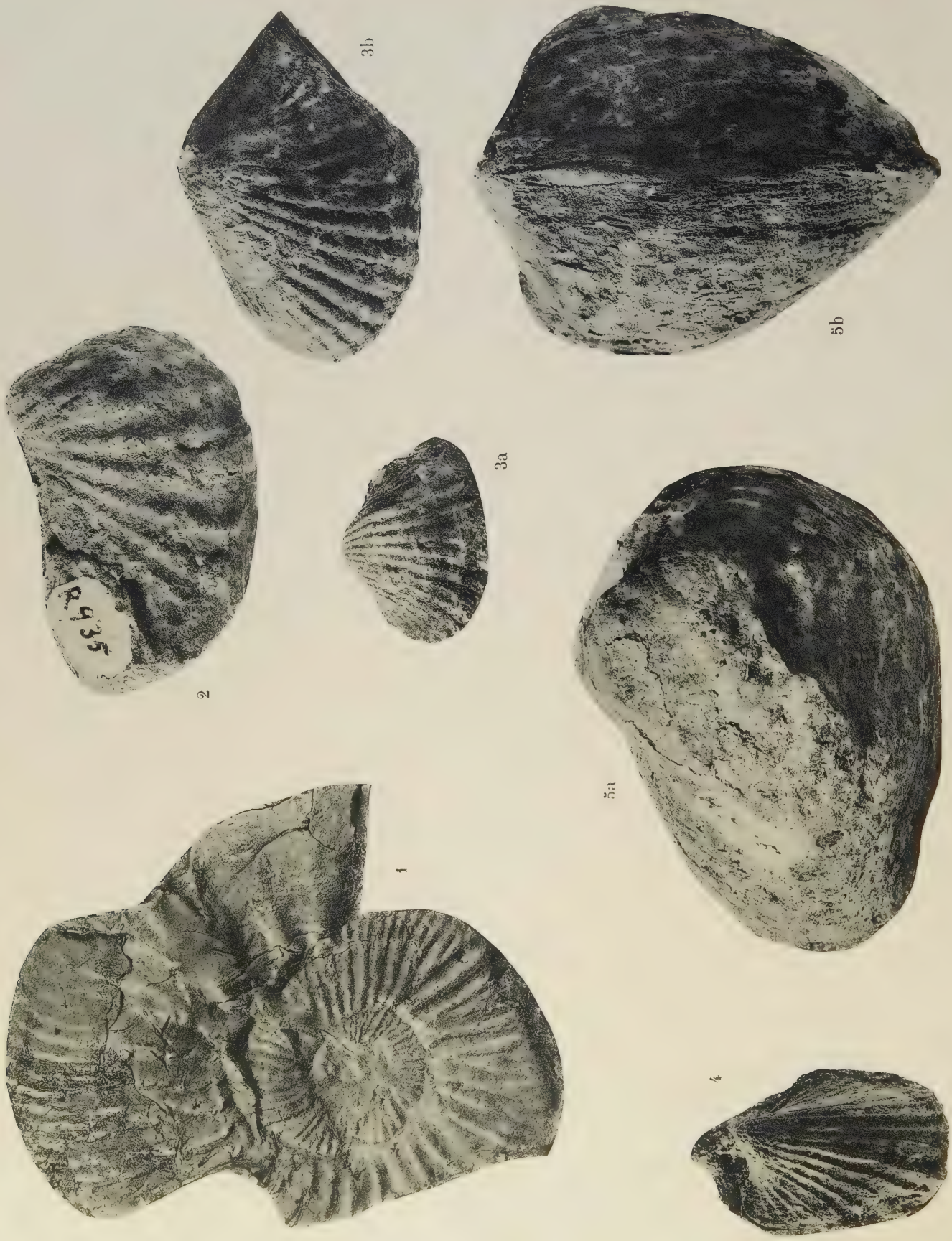
   Même gisement que 8 (460).

10. *I.* sp. « *C* ».

    Rivière Poya, entre Alipoué et Nao (440).

Tous les fossiles de cette planche sont figurés à l'échelle de 1,1 à 1,2.

3
6c
9
6b
6e
2
6a
6d
8
10
5
7
4
1


3b
5b
2
3a
3a1
1
4

MÉMOIRE N° 67

PLANCHE III

1. *Perisphinctes* cf. *schilli* Oppel ? Moulage.

   Bassin de Poya ; sentier de Goipin à Ponerihouen, à 500 m au N du hameau de Porachieno (457).

2. (*Scabro*) *trigonia* sp.

   Bassin de Voh ; creek Oubanit, à environ 1.500 m au N de la tribu de Tiéta (935 *a*).

3. *a* et *b*, *Megacucullaea* ?

   Même gisement que 2 (935 *b*).

4. *Arcidae* ?

   Même gisement que 2 et 3 (935 *c*).

5. *a* et *b*, « *Cucullaea* » aff. *zealandica* Woods.

   Même gisement que 2, 3 et 4 (935 *h*).

Tous les fossiles de cette planche sont figurés à l'échelle de 1,1 à 1,2.

MÉMOIRE N° 67

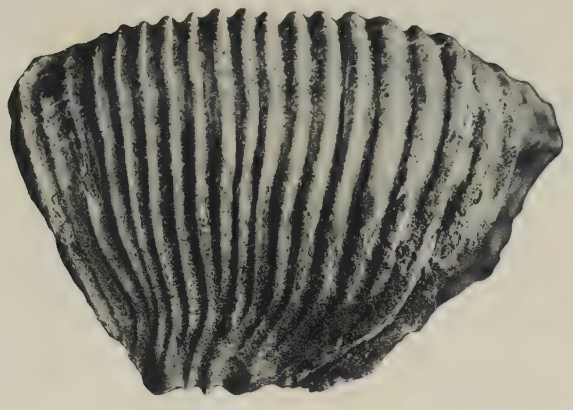
PLANCHE IV

1. *Kossmaticeras bhavaniformis* Kilian et Reboul, × 1,1. Fragment de tour externe.
   Bassin de Poya ; St 341 (469).

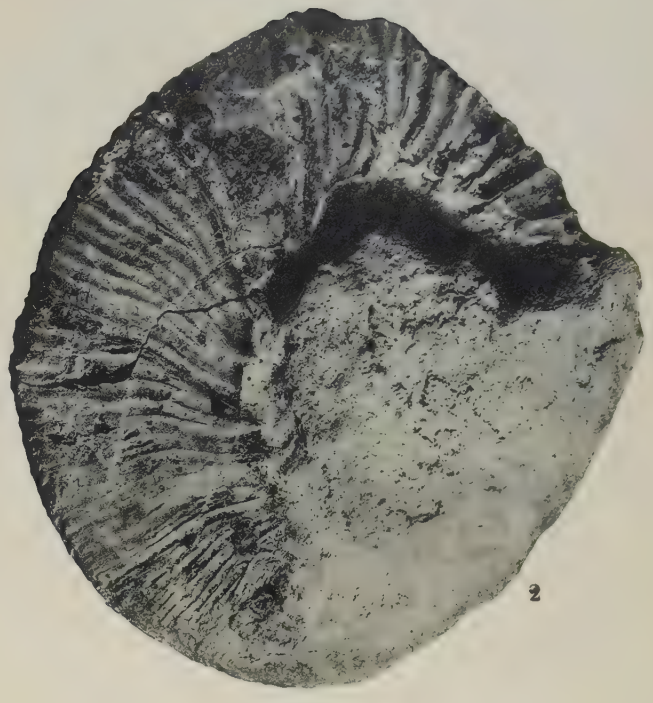
2. *Kossmaticeras nov. sp.* indet. Partiellement enrobé dans nodule siliceux, × 1,1.
   Bassin de Poya ; 450 m au NE du St Krako (467′).

3. *Kossmaticeras densicostata* K. et R. Au cœur moule externe siliceux ; à la périphérie moule interne complètement enrobé de silice, × 1,3.
   Bassin de Voh ; rive gauche de la Faténaoué, 350 m au NE du St 1 (900).

4. Fragment de nodule siliceux de la formation à charbon, ne laissant apparaître que quelques côtes d'un *Kossmaticeras* × 1,2.
   Bassin de Poya ; 450 m au NE du St Krako (467).



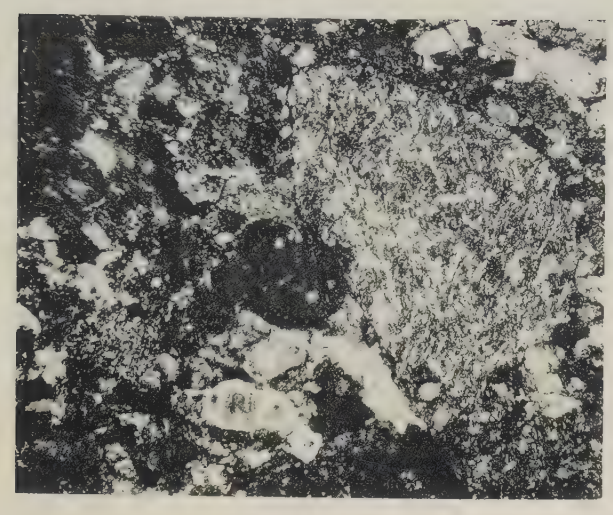
1



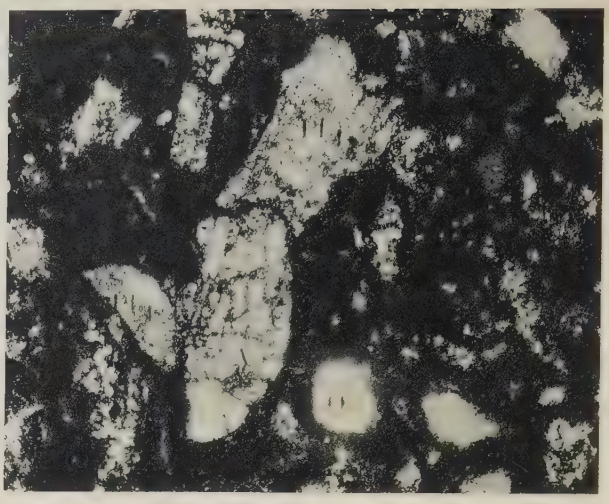
2

3

4

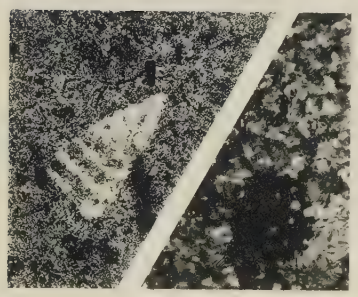


1

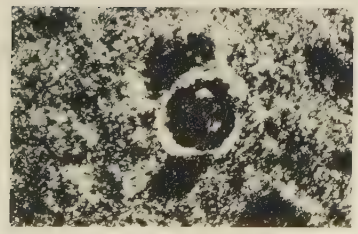


2

3a

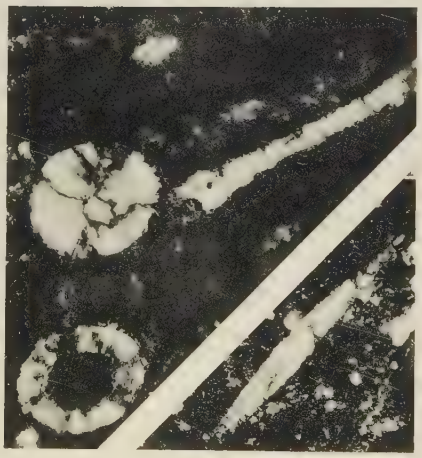


3b

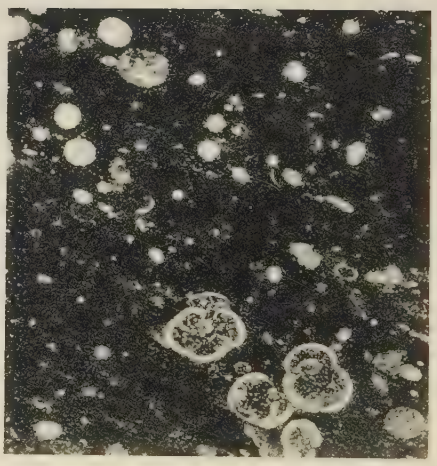


4

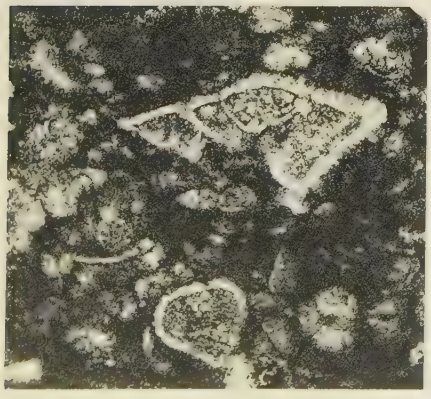
5a



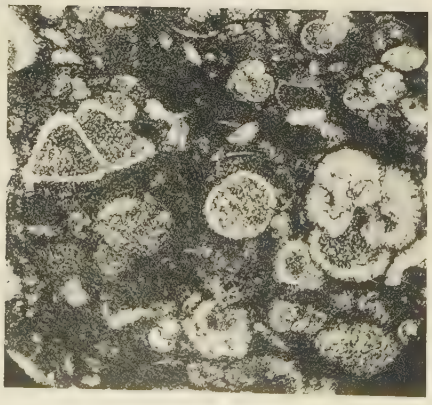
5b



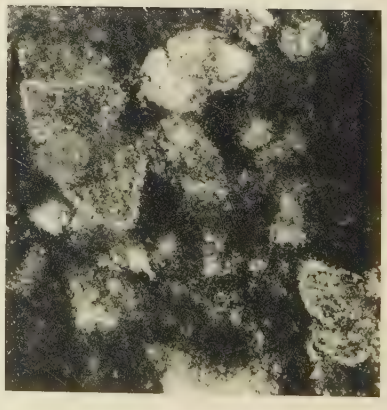
6



7



8



9

MÉMOIRE N° 67

PLANCHE V

1. Dans grauwacke, microgalet d'andésite (And.), plagioclases partiellement damouritisés (Pl.) calcite (C.)... LP × 30.
Massif du Katepouenda (494[1]).

2. Dans grauwacke, augite (A), plagioclases complètement damouritisés (Pl 1), plagioclase frais (Pl 2), quartz (Q). LP × 65.
Flanc sud-est du M[t] Guaradodou (503).

3 *a*. Radiolaire, dans phtanite. Éocène I..... LN × 80.
Bassin de Koumac, rivière du Lac (719).

3 *b*. Fragment de Radiolaire, épigénisé par oxyde de fer, dans calcaire siliceux peut-être éocène..... LN × 500.
Entre embranchement route d'Arama et col d'Arama (68).

4. Globigérine silicifiée (calcédoine) et remplie de limonite, dans phtanite. Éocène I..... LN × 80.
Bassin de Koumac, près du Rocher Notre-Dame, au bord de la route Koumac-Ouégoa (655).

5 *a*. Spicules de Spongiaires (calcédoine) ; sections transversales et longitudinale, dans phtanite-grès. Éocène I. LP × 130.
Bassin de Bourail, à l'embranchement de la route de la Boghen (287).

5 *b*. Spicule, dans phtanite-grès. Éocène I..... LP × 50.
Même gisement, même échantillon que 5 *a*.

6. Globigérines et Radiolaires calcitisés, dans calcaire rose. Éocène I..... LN × 30.
Haute-Néhoué (615).

7. *Globorotalia* peut-être aff. *aragonensis* Nuttal ou *crassata* Cushman dans calcaire gris. Éocène I.... LN × 80.
Bassin de Bourail, route 27 (354).

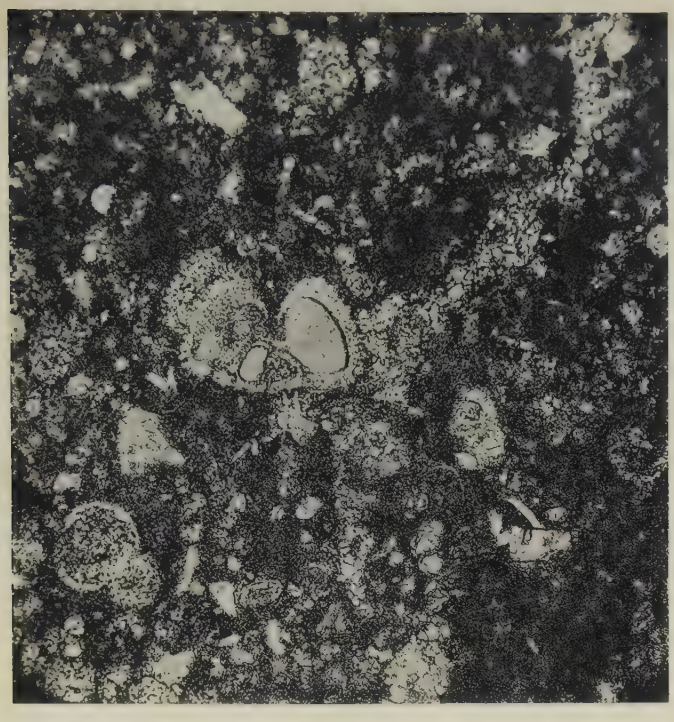
8. *Globorotalia* prob. *aragonensis* Nuttall et *Globigerina*, dans calcaire gris. Éocène I..... LN × 55.
Bassin de Bourail, route 27 (354).....

9. *Globorotalia* prob. *aragonensis*, dans calcaire gris. Éocène I..... LN × 80.
Haute-Néhoué (617).

MÉMOIRE N° 67

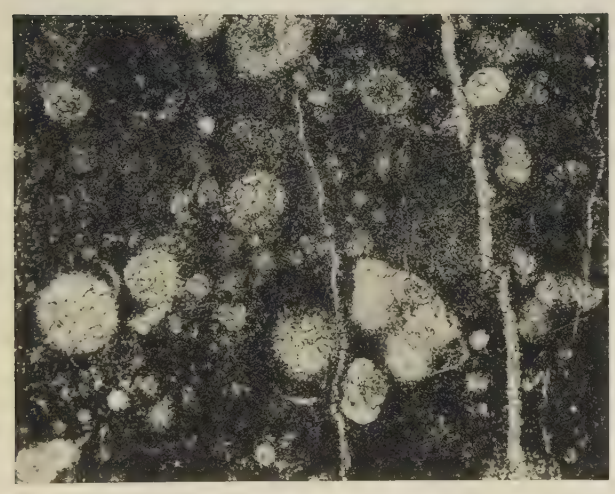
PLANCHE VI

1. *Globorotalia* aff. *wilcoxensis* Cushman et Ponton ou *G. crassata*-Cushman, var. *aequa* Cushman et Renz (qui présente toutefois une périphérie plus anguleuse), dans calcaire gris. Éocène I..... LN × 90.
   Bassin de Bourail, près maison cantonnière du col des Roussettes (271)....
2. *Globorotalia* aff. *wilcoxensis* ou peut-être *G. crassata* var. *aequa* dans calcaire gris. Éocène I..... LN × 85.
   Même gisement, même échantillon que le précédent.
3. *Globorotalia*, prob. *wilcoxensis*, dans calcaire gris. Éocène I..... LN × 90.
   Bassin de Koumac, lame au N du St Mayeno (771[1]).
4. *Globorotalia* cf. *velascoensis* Cushman, probable (à droite, en haut), dans calcaire gris. Éocène I..... LN × 90.
   Bassin de Koumac, St Mayeno (604).
5. *Globorotalia* aff. *crassata* ? (à gauche), *G.* aff. *wilcoxensis* ? (à droite), dans calcaire gris. Éocène I..... LN × 50.
   Même gisement, même échantillon que la fig. 3 (771[2]).
6. *Globorotalia* aff. *wilcoxensis* ? dans calcaire gris. Éocène I..... LN × 90.
   Même gisement, même échantillon que la fig. 3 (771[2]).

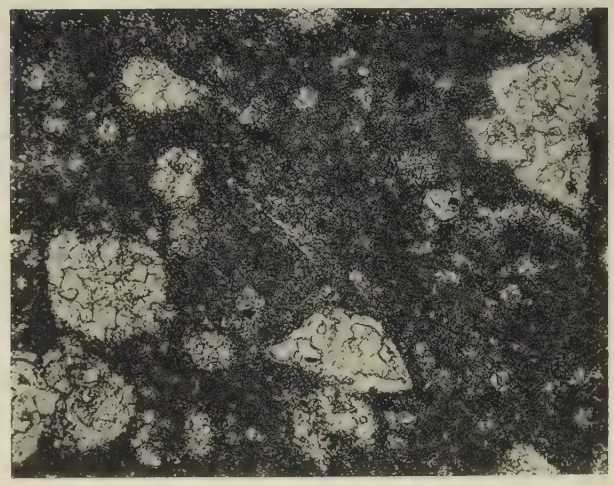


1

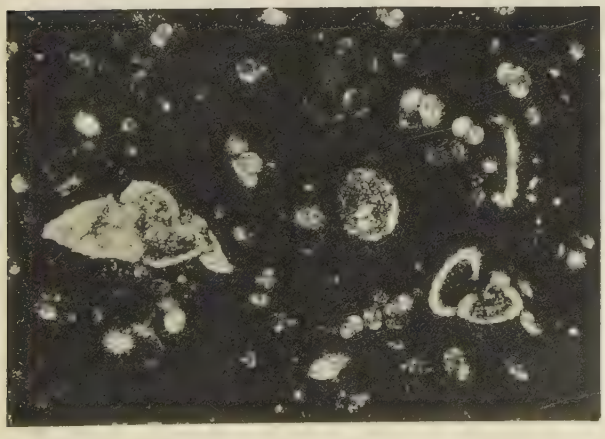
2



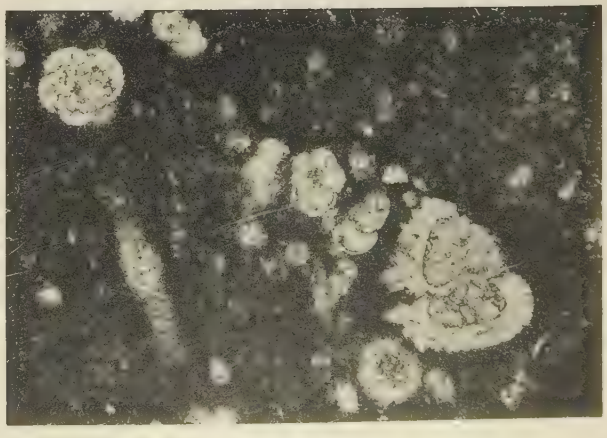
3



4

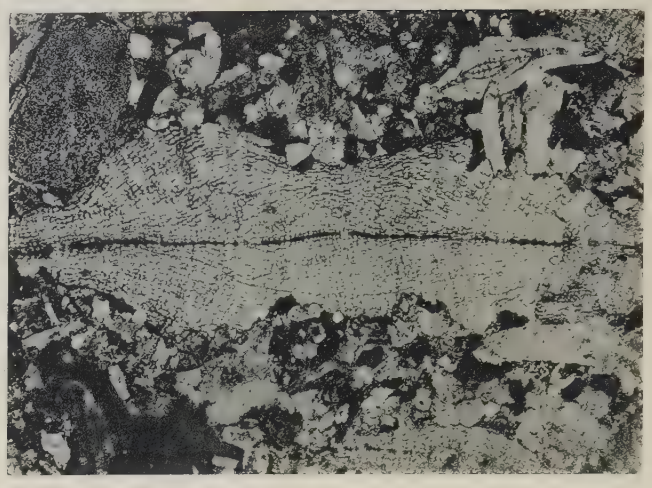


5

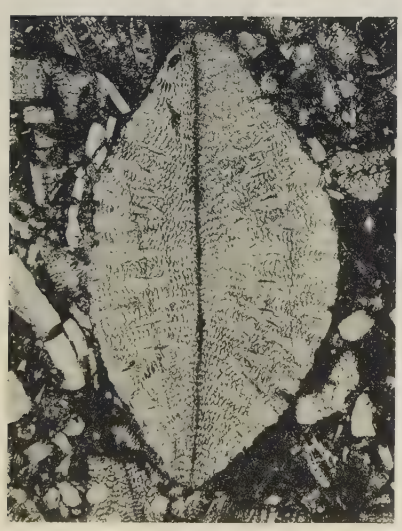


6

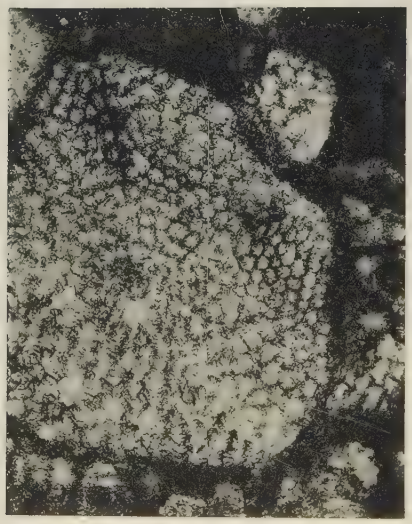
1



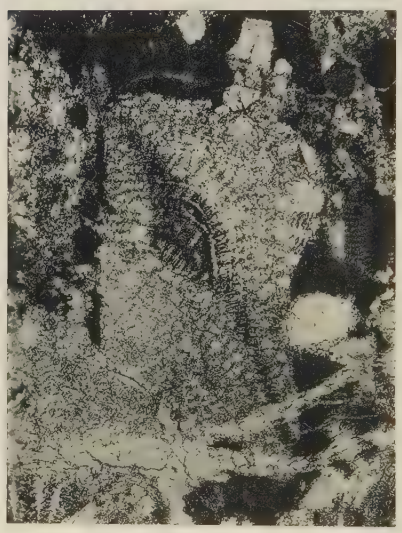
2



3

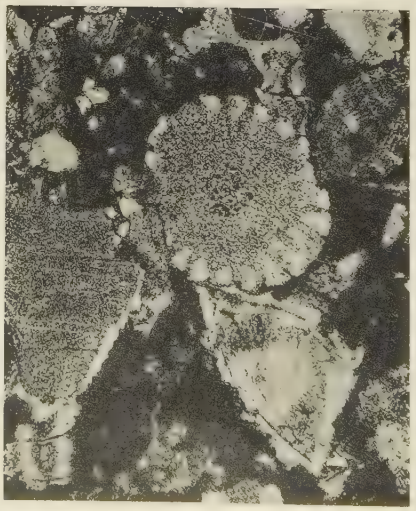


4



5

6



7

8

MÉMOIRE N° 67

PLANCHE VII

N. B. Toutes les photographies de cette planche se rapportent à des calcaires de l'Éocène I.

1. *Discocyclina* sp., *Amphiroa*, section transversale de radiole d'Échinide. Calcaire à *Discocyclina*, *Operculina*, *Amphistegina*, Algues, Échinides, etc..... LN × 20.

Bassin de Bourail ; col entre cimetière néozélandais et Nessadiou (319[1]).

2. *Asterocyclina*, cf. *A.* aff. *lanceolata* Schl. [Grekoff et Gubler, 1951, pl. II, fig. 8]. Calcaire à *Discocyclina*, Nummulites-Algues, Échinides, Bryozoaires, etc..... LN × 20.

Bassin de Bourail, même gisement que l'échantillon précédent (372).

3. *Discocyclina* (*s. l.*) grosse, bombée. Calcaire à *Discocyclina* dont *Asterocyclina*, Mélobésiées (*Lithophyllum*) très abondantes, etc..... LN × 20.

Bassin de Bourail ; rive droite de la Nessadiou, près du contact avec l'Éocène II (598[1]).

4. Fragment de *Lepidocyclina* dans calcaire à *Discocyclina* et *Operculina*, *Nummulites*, *Amphistegina*, Mélobésiées, Bryozoaires, Échinides, etc..... LN × 80.

Bassin de Bourail ; rive droite Kouri, près du St 149 (365), fragment d'Éocène I remanié dans les brèches de l'Éocène II.

5. *Asterocyclina* sp., section sub-équatoriale, dans calcaire à *Asterocyclina*, Mélobésiées, Bryozoaires, Échinides. LN × 35.

Bassin de Bourail, près de Peya (586 *bis*).

6. *Operculina* sp. (concentration locale), dans calcaire à *Discocyclina* et *Operculina*, etc..... LN × 20.

Bassin de Bourail ; même gisement que 4 (365).

7. *Amphistegina* aff. *cubensis* Palmer, section de radiole d'Échinides, petite *Discocyclina*..... LN × 30.

Bassin de Bourail ; même gisement que 1 (319[1]).

8. *Bryozoaire cyclostome* ; ciment de calcite limpide. Calcaire à Bryozoaires, Échinides, Scaphopodes (rares), Miliolidae, *Robulus*, *Textularia*..... LN × 30.

Bassin de Poya ; col un peu à l'W du St Ouenaré (463[1]).

MÉMOIRE N° 67

PLANCHE VIII

N. B. — Les photographies 1 à 5 se rapportent au flysch (Éocène II).

1. *Globigerina* à remplissage pigmenté, dans microbrèche à nombreux petits fragments phtanitiques, avec *Discocyclina*, *Nummulites*, *Operculina*, etc..... LN × 40.

   Près cimetière arabe de Nessadiou (321).

2. *Discocyclina*, fragment de section équatoriale dans calcaire détritique à petits débris phtanitiques..... LN × 40.

   Haut-Paradeno, bassin de Bourail (344[1]).

3. Microbrèche polygénique ; fragments de calcaire à *Globigerina* et de phtanites (Éocène I) ; *Discocyclina* dans ciment pigmenté brun très peu abondant..... LN × 30.

   Entre cimetière néozélandais et cluse de Nessadiou (320).

4. *Discocyclina* (*s. l.*) dans grès feldspathique à ciment calcaire ; nombreux quartz et petits plagioclases clastiques. LN × 40.

   Col au NW du creek Aymes (324[2]).

5. Brèche à éléments de phtanite (noirs) et de calcaire à *Globigerina* et *Globorotalia* (clairs)..... LN × 0,5.

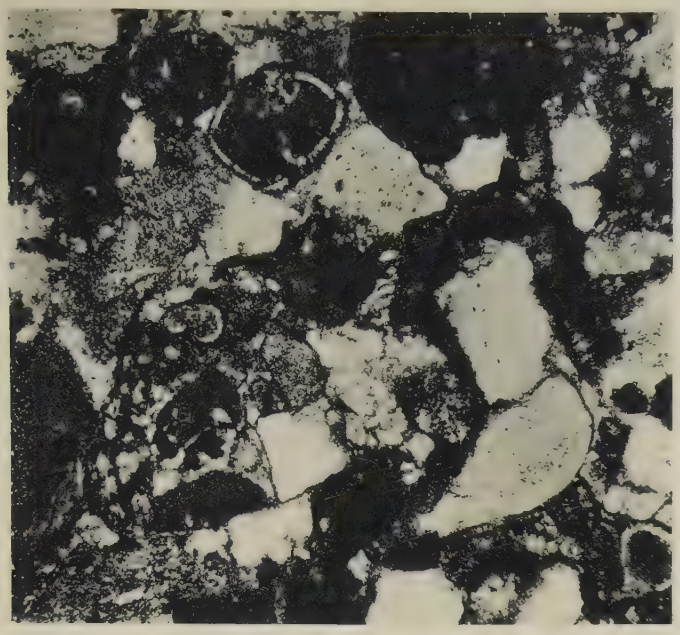
   Rivière Kouri, près Bourail (364).

6. *Asterocyclina* cf. *A* aff. *stellaris* [Grekoff et Gubler, 1951, cf. pl. II, fig. 7] dans calcaire très riche en *Discocyclina*, *Nummulites*, *Operculina*, *Amphistegina*, etc..... LN × 35.

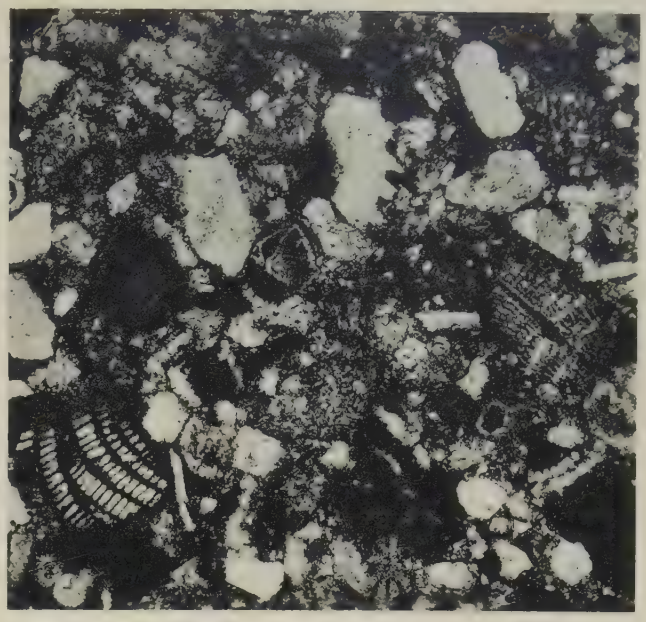
   Éocène transgressif ; montagne de la grande Scierie, rive gauche du creek Aymes (1276[2]).

7. *Biplanispira* [Grekoff et Gubler, 1951, cf. pl. III, fig. 15]..... LN × 80.

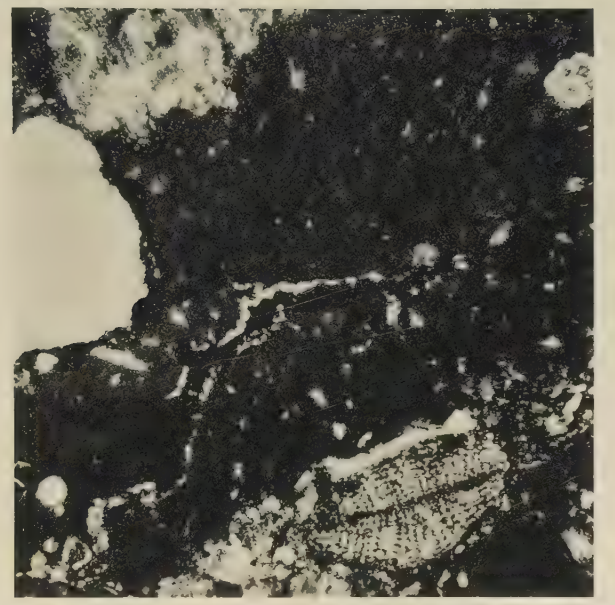
   Même gisement que 6 (1276[3]).



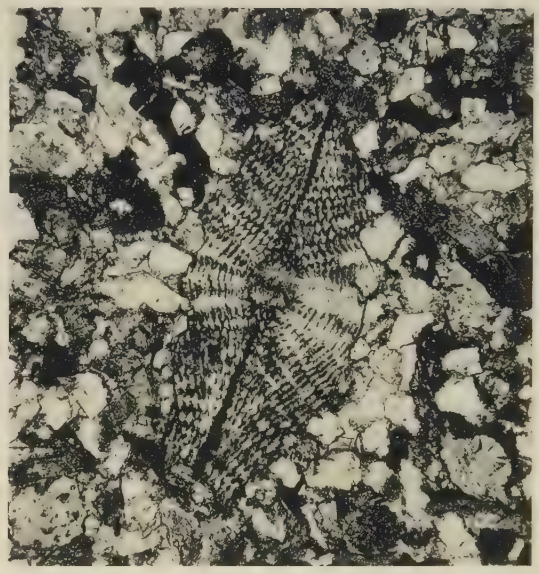
1



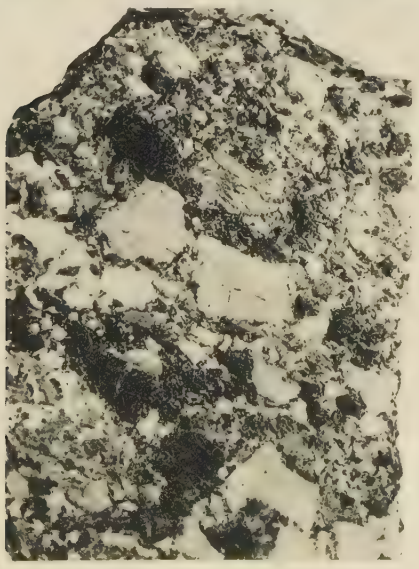
2



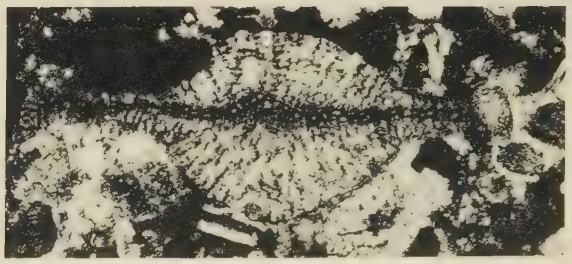
3



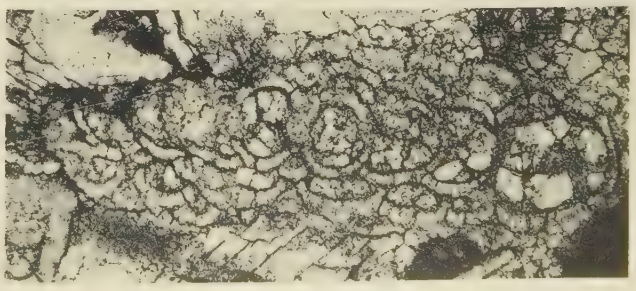
4



5

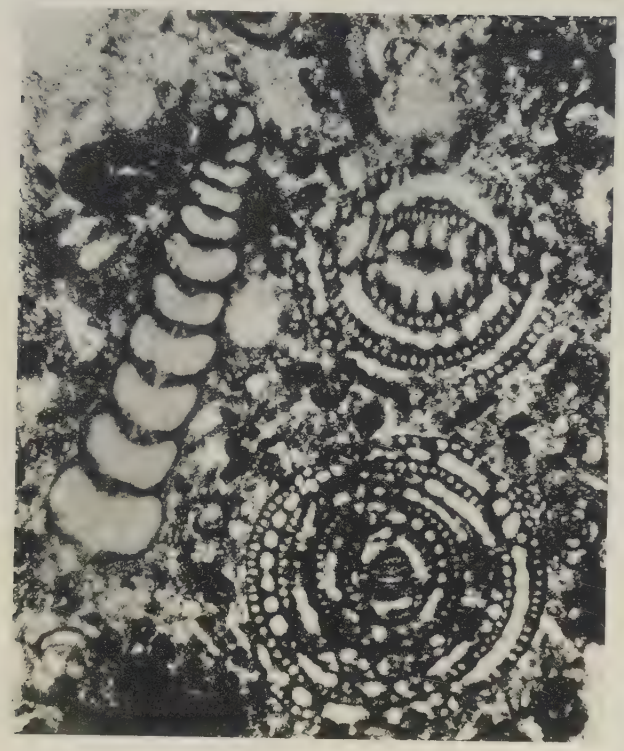


6

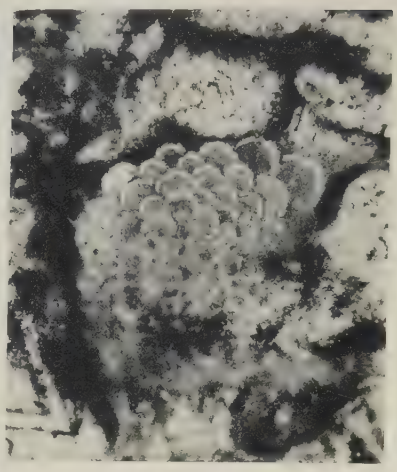


7

J. BRUNISSEN imp. 30 rue Le Brun Paris

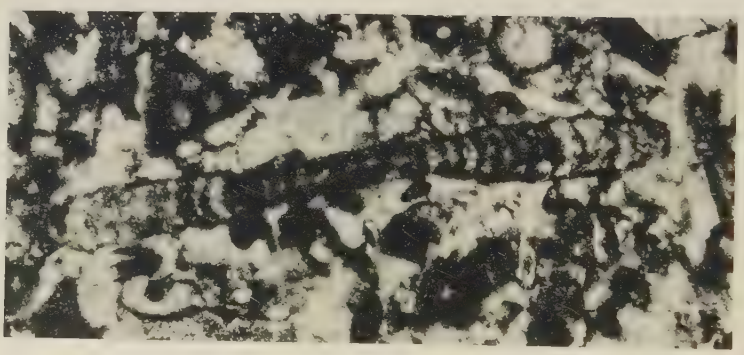


1



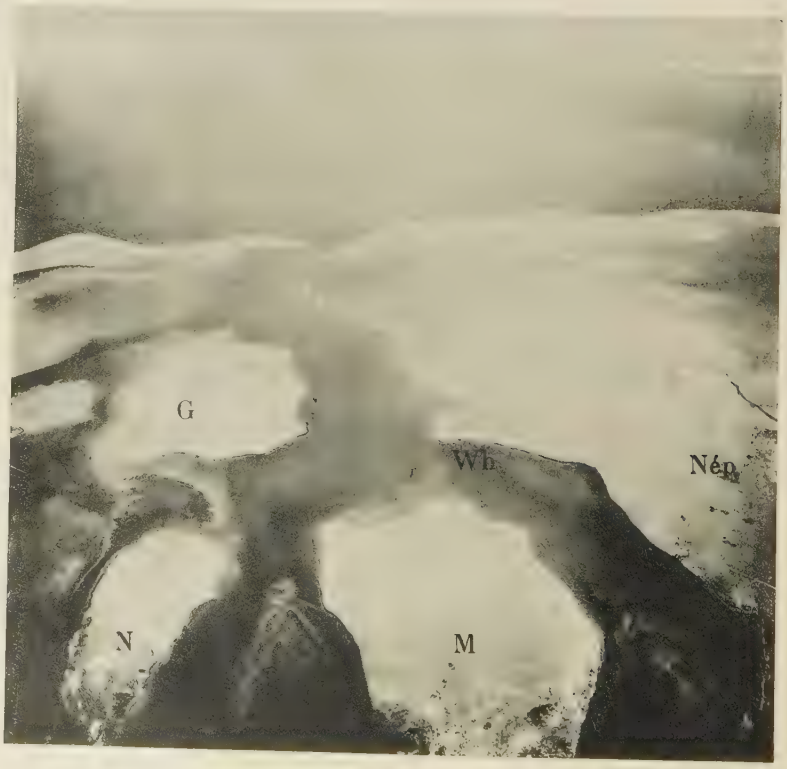
3

4



5

2



6

MÉMOIRE N° 67

PLANCHE IX

LE MIOCÈNE DE NÉPOUI.

1. *Flosculinella* (cf. *Flosculinella reicheli* MOHLER [Grekoff et Gubler, 1951, pl. IV, fig. 17], dans calcaire à Lamellibranches, Gastéropodes, Polypiers. ..... LN × 45.

   A 5 ou 6 m sous le sommet du plateau du Népoui (1301).

2. *Flosculinella* et *Austrotrillina* sp. [Grekoff et Gubler, 1951, pl. IV, fig. 18] ..... LN × 45.

   Même gisement que 1 (1301).

3. *Miogypsina*, fragment de section équatoriale, dans calcaire à Gastéropodes, Polypiers, Lithothamniées. LN × 80.

   Voir coupe fig. 14 (1339).

4. *Austrotrillina* sp. ..... LN × 45.

   Même gisement que 1 et 2 (1301).

5. *Marginopora* sp. ..... LN × 45.

   Même gisement et même échantillon que 3 (1339).

6. La formation miocène de Népoui, vue de l'intérieur vers le large (photographie aérienne oblique).

   Plateau sur couches horizontales. Remarquer le liseré blanc soulignant les côtes de la presqu'île de Népoui et des îles ; ce liseré correspond à la falaise entaillée dans la formation miocène.

   G : île Grimault ; M : presqu'île de Muéo ; N : presqu'île de Nékoro ; Nép : presqu'île de Népoui ; Wh : wharf de Népoui.

MÉMOIRE N° 67

PLANCHE X

1. *Glaucophanite à lawsonite*..... LP × 30.

Lentille au S du S[t] Tihndo, rive gauche du Diahot (196). Dans l'angle NE une « relique » d'*augite* (violette), remplacée par des aiguilles de *glaucophane*, orientées NW-SE. Dans la partie ouest, plusieurs cristaux de lawsonite, à sections rectangulaires ; en bas, deux de ces sections allongées polarisent dans le bleu du 2[e] ordre, ce qui montre que la préparation est plus épaisse que la normale. Le fond de la roche est constitué essentiellement de pumpellyite, en cristaux très fins, souvent groupés en agrégats palmaires ou sphérolitiques, non discernables à ce grossissement.

Cette roche est une glaucophanite (« type bleu ») montrant encore des reliques d'augite, mais plus de reliques de plagioclase originel. La structure doléritique initiale n'est pas effacée partout dans cette préparation et on aperçoit encore, par places, des « fantômes » du plagioclase originel.

2. *Dunite passant à harzburgite*..... LP × 17.

Rivière Kaouméré, route de l'exploitation « Pin-Pin », non en place (895).

Une grande plage d'*enstatite* (grise, avec fin clivage orienté NNW-SSE) montre une limite à « contours mutuels » avec les autres grains, qui sont de l'olivine. Les périodes de cristallisation de ces deux minéraux se recouvrent donc largement.

De nombreux grains d'olivine présentent une extinction roulante, noter en particulier le gros grain violet à gauche. Ce phénomène est sans doute dû à l'existence de faces vicinales.

3. *Basalte α à structure intergranulaire*..... LP × 50.

Route coloniale, entre Bourail et Poya, km 184,300 (258[1]).

Taches vives : *augite* granulaire, mal clivée ; petites baguettes grises piquetées : *plagioclase* (à environ 50-55 % d'An) ; grandes taches claires craquelées : *quartz*, celui du secteur NW moule plusieurs baguettes de plagioclase ; immédiatement au S de ce quartz ; lames de chlorite polarisant dans teinte basse (vert bleuté) du 1[er] ordre.

4. *Albitite à stilpnomélane*..... LP × 35.

En accident dans serpentine, près du contact avec sericitoschistes. Arama, entre la mission et l'habitation Wright (212). Agrégats rayonnants de stilpnomélane (couleurs cuivrées) dans albite (gris clair déformée, cataclasée et en général non maclée ; dans partie sud on note cependant un cristal d'albite maclée, à macles orientées NS.

Clichés et sélections P. Mémin, réalisés au Service photographique du Laboratoire de Géologie, de l'École Normale Supérieure.

1

2

3

4

1

2

3

4

5

6

MÉMOIRE N° 67

PLANCHE XI

1. Altération en boule des grès crétacés (formation à charbon). Col de Boghen, route coloniale, km 154,400.

2. Nodule calcaire (1049) de dimension inusuelle, dans la formation à charbon. Creek Papana, haut bassin de Pouembout.

3. La formation des conglomérats de la Congo ; bancs massifs dessinant une petite voûte anticlinale.

   Les arbres à écorce blanche sont des Niaoulis (*Melaleuca leucadendron*). Rive gauche de la rivière Faténaoué.

4. Rocher de calcaire à Bryozoaires de l'Éocène I, dit « Rocher Nagle ». Bassin de Poya (voir position sur la fig. 9).

5. Phtanites de l'Éocène I, en petits lits amygdalaires. Col de Boghen, route coloniale, km 152.

6. Phtanites de l'Éocène I, en lits amygdalaires. Rivière Foni Baya, bassin de Bourail.

MÉMOIRE N° 67

PLANCHE XII

1. L'arc du cap Goulvain, vu du km 197 de la route coloniale. A l'arrière-plan, en gris sombre, phtanites et calcaires de l'Éocène I. A leur pied, bande claire, couverte de Graminées, de basaltes paléogènes ; dans le bas-fond jusqu'au premier plan, Niaoulis sur basaltes ou alluvions.

   Marqué par un triangle le sommet phtanitique des Trois-Frères, point culminant de l'anticlinal : Deva-Trois-Frères. (Voir aussi pl. XVIII).

2. Collines de basaltes paléogènes ; formes émoussées. Au premier plan alluvions de la rivière Boghen.

   Vallée de la Boghen, à quelques kilomètres au SE de Bourail.

3. Érosion active en « gullies » dans les basaltes paléogènes.

   Entre Témala et Ouaco.

4. Le flysch éocène II, plongeant à 10° au NE. Noter la falaise sapée à sa base et en cours de recul, et la colonne isolée.

   La Roche Percée, près Bourail.

5. Lit à altération sphéroïdale dans le flysch éocène II.

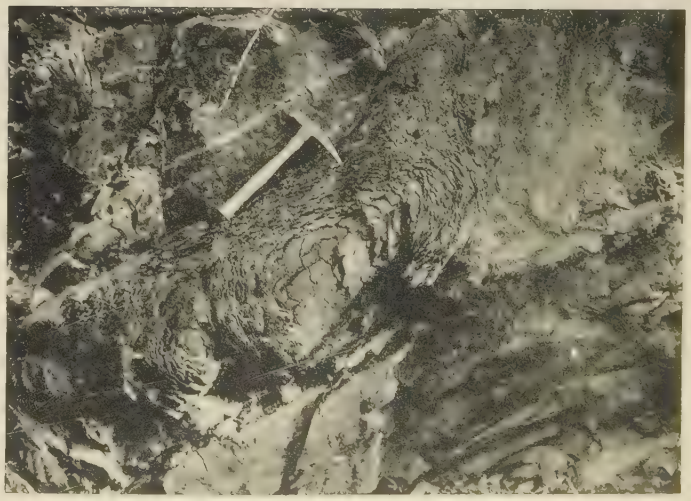
   Vallée de la Néra, rive gauche, bassin de Bourail.

1

2

3

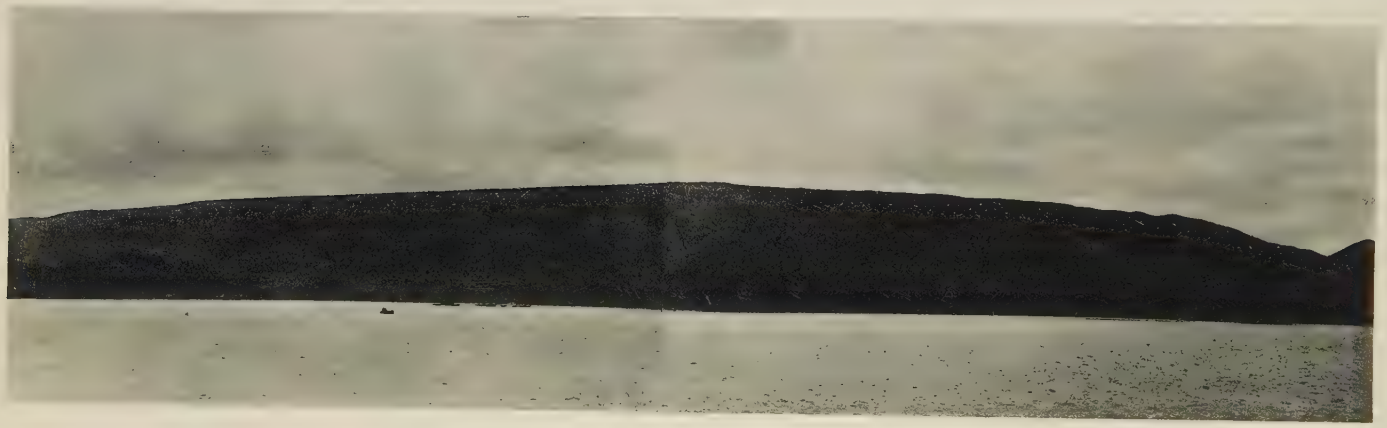
4



5

1

2



3

4

5

MÉMOIRE N° 67

PLANCHE XIII

1. Intercalation d'argillites et de jaspes dans les basaltes paléogènes (correspond à la fig. 13 A).

   Route coloniale, km 181,450 ; entre Bourail et Poya.

2. Bord nord-est du plateau latéritique de Tiébaghi ; rupture de pente vers le versant Néhoué. Déblais de l'entonnoir de la mine de chrome Tiébaghi et baraquements de la mine.

3. Profil longitudinal du dôme de Tiébaghi, vu d'un cargo à l'ancre près de Paagoumène.

   Pénéplaine : aboutissement du cycle I.

4. Le contact de péridotites (flanc nord du massif du Kopéto) et des basaltes paléogènes, près de Boutana, bassin de Pouembout. Au premier plan collines basaltiques, avec Graminées et Niaoulis clairsemés ; à l'arrière-plan et au-dessus de la bande claire des basaltes, péridotites gris sombre.

   On notera que la pénéplaine du cycle I est ici profondément incisée (comparer à la photographie précédente).

5. Calcaire à débris de Mélobésiées, roulés et usés ; stratification entrecroisée.

   Age indéterminé, postérieur au Miocène.
   Sur concession pour gypse « Providence », entre le cap Goulvain et Poya, non loin des argiles à gypse.

MÉMOIRE N° 67

PLANCHE XIV

Phyllades de la presqu'île d'Arama, vues du SW.

(Photographie aérienne oblique ; voir f. 1 : Arama-Poum de la carte géologique au 100.000e).

Réseau dentritique. Végétation très clairsemée et rabougrie.

θ : massif de roches doléritiques et gabbroïques, couvert de Graminées. Côte orientale frangée de marais, dont le fond est marqué par un liseré blanc.

Au fond l'île Balabio ; entre Balabio et la presqu'île d'Arama, plateaux coralliens.

ARAMA
θ
A
GÉON

MÉMOIRE N° 67

PLANCHE XVI

Partie du bassin de la Congo et de la Kamendoua.

ξ^2 : séricitoschistes et schistes chloriteux. — 3 b : grauwackes non métamorphiques ; $\mathbb{T}$: cf. *Daonella indica* (Trias supérieur). — 6 : formation des conglomérats et arkoses de la Congo ; couverte de Graminées et de Niaoulis ; noter, à l'emplacement du pendage 20°, les gros bancs de conglomérats rouges en saillie ; cette formation chevauche sur la formation suivante (voir coupes fig. 5 et 6). — 7 : formation à charbon ; ici âge indéterminé, sans doute crétacé ; finement guillochée (cf. les phyllades de la presqu'île d'Arama, pl. XIV) ; végétation rabougrie et clairsemée, pas de Graminées ; affleurements roses. — 10-9 b : basaltes paléogènes ; couverts de Graminées, avec très peu de Niaoulis ; le contact quasi-vertical avec la formation à charbon est particulièrement net. — π : péridotites du massif de Koniambo (« recouvrantes ») ; noter la pente rapide dominant la dépression de la formation à charbon ; la pente des torrents est trop raide pour qu'apparaissent de profonds « rentrants » des basaltes dans les péridotites. — σ : serpentines intrusives (« incluses ») ; le massif serpentineux en haut à droite plonge d'un côté sous les schistes métamorphiques, de l'autre sous les grauwackes (voir coupe fig. 6). — C : carbonatites magnésiennes ; l'affleurement dans l'angle en haut et à gauche est un des « rochers aux momies » de la vallée de la Congo. — 13 b : bord du plateau latéritique du Koniambo ; noter qu'il est assez profondément incisé et bosselé ; la majorité des anciennes exploitations de nickel (Ni), avec leurs grandes coulées de déblais (en blanc), s'y localisent. — 12 a : alluvions. — E : éboulis.

BRUNISSEN imp. 30 rue Le Brun Par.

RÉCIF BARRIÈRE
DENT DE POYA
10-9b
MASSIF DU BOULINDA
ME OU
POYA, IV
10-9b
10-9b
8 pht
7
8
σ
7
8
VALLEE SECHE
8
σ
σ
5a-1
POYA IV
GOIPIN

MÉMOIRE N° 67

PLANCHE XVII

Le bassin de Poya, vu du NE.

5 a-l : formation des grauwackes (formes massives). — 5 b : couches argileuses à *Inoceramus* (ꝛ) : Jurassique supérieur, au moins *pro-parte* Oxfordien ; déprimées : la rivière Népiéquin y serpente ; en saillie au milieu des couches à *Inoceramus*, la bande de calcaires gréseux (c) de Népiéguin. — 7 : formation à charbon : Crétacé supérieur, Sénonien à *Kossmaticeras* (ꝛ) ; couches argileuses donnant des bandes d'affleurements roses clairs. — 8 : Éocène I : rochers de calcaires à Bryozoaires (Vallée Sèche), marnes, et dans l'affleurement le plus lointain, phtanites (pht). — 10-9 b : basaltes paléogènes et tufs associés. — π : péridotites ; ici les reliques de la pénéplaine sont inexistantes ou très réduites ; noter, à gauche, la gorge de la rivière Poya (surimposition) ; au centre le « témoin » du Mé Ou, faisant relai entre le massif de la Dent de Poya et celui du Boulinda. — σ : serpentines.

Au fond le récif-barrière, ici très rapproché de la côte, sans doute en raison d'une submersion moins accentuée qu'au N et au S de l'île (?). Ce récif est ouvert sur le large par la passe de la Croix Haute, à l'aplomb de l'embouchure de la Poya.

MÉMOIRE N° 67

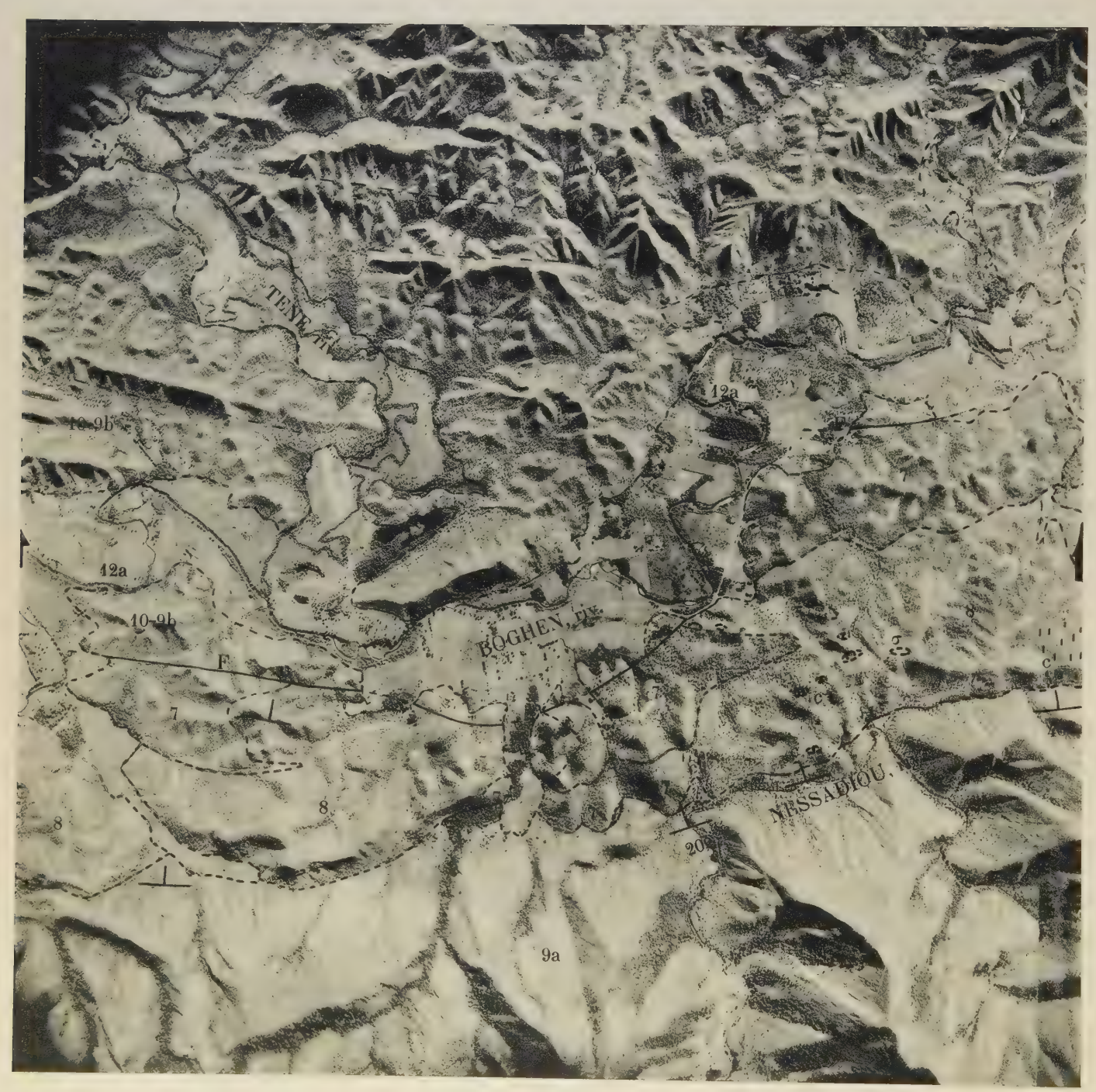
PLANCHE XVIII

L'arc de Cap Goulvain et le massif péridotique du Mé-Boa-Mé Maoya.

(Voir f. 5 et 6).

I : anticlinal Deva-Trois-Frères : phtanites et calcaires de l'Éocène I. — II : synclinal de la rivière du Cap ; flysch éocène II, avec, localement, basaltes et brèches basaltiques (β). — III : anticlinal de Cap Goulvain ; calcaire (c) au SW, puis essentiellement phtanitique (pht) : Éocène I. Cet anticlinaa est déversé sur le flysch ; sa lisière sud-est forme cuesta. Son sommet est creusé de combes. Noter la traversée en cluse de l'anticlinal par la rivière du Cap. — 10-9 b : basaltes paléogènes. Remarquer la tendance à l'orientation générale des lignes de crêtes et des vallons parallèlement à l'arc du Cap Goulvain. La rivière du Cap coule un moment au contact du flysch et de l'anticlinal de Cap Goulvain puis, après sa sortie de la cluse, elle coule dans les basaltes au pied de cet anticlinal. Les vallées de ses affluents descendant des péridotites sont inséquentes. — π : péridotites (Mé Maoya-Mé Boa), surmontant les basaltes .— P : relique de pénéplaine du cycle I sur terrains métamorphiques (séricitoschistes et schistes chloriteux).

ME MAOYA
P
ME BOA
10-9b
10-9b
phi
3
CLUSE
55°
BOA DEA
c + phi
CHEMERIE DU CAP
CURETTE
COMBE
40°
BOA AZZE
c


TENE
12a
10-9b
12a
10-9b
BOGHEN
F
7
8
8
NESSADIOU
20
9a

MÉMOIRE N° 67

PLANCHE XIX

L'anticlinal de Bourail.

(Voir aussi fig. 7 et f. 6).

7 : formation à charbon (Crétacé). — 8 : phtanites et calcaires (c) : Éocène I, déversé sur 9 a. — 9 a : flysch, avec brèches : Éocène II ; grandes pentes lisses, sensiblement harmoniques par rapport au pendage. — 10-9 b : basaltes paléogènes et tufs associés ; ils viennent fréquemment en contact par faille (F) avec le Crétacé. Noter l'orientation des plis dans ces basaltes. On remarquera que 7 et 8 (anticlinal de Bourail) sont déprimés par rapports à 9 a et 10-9 b : inversion de relief. — σ : serpentines. — 12 a : alluvions.

MÉMOIRE N° 67

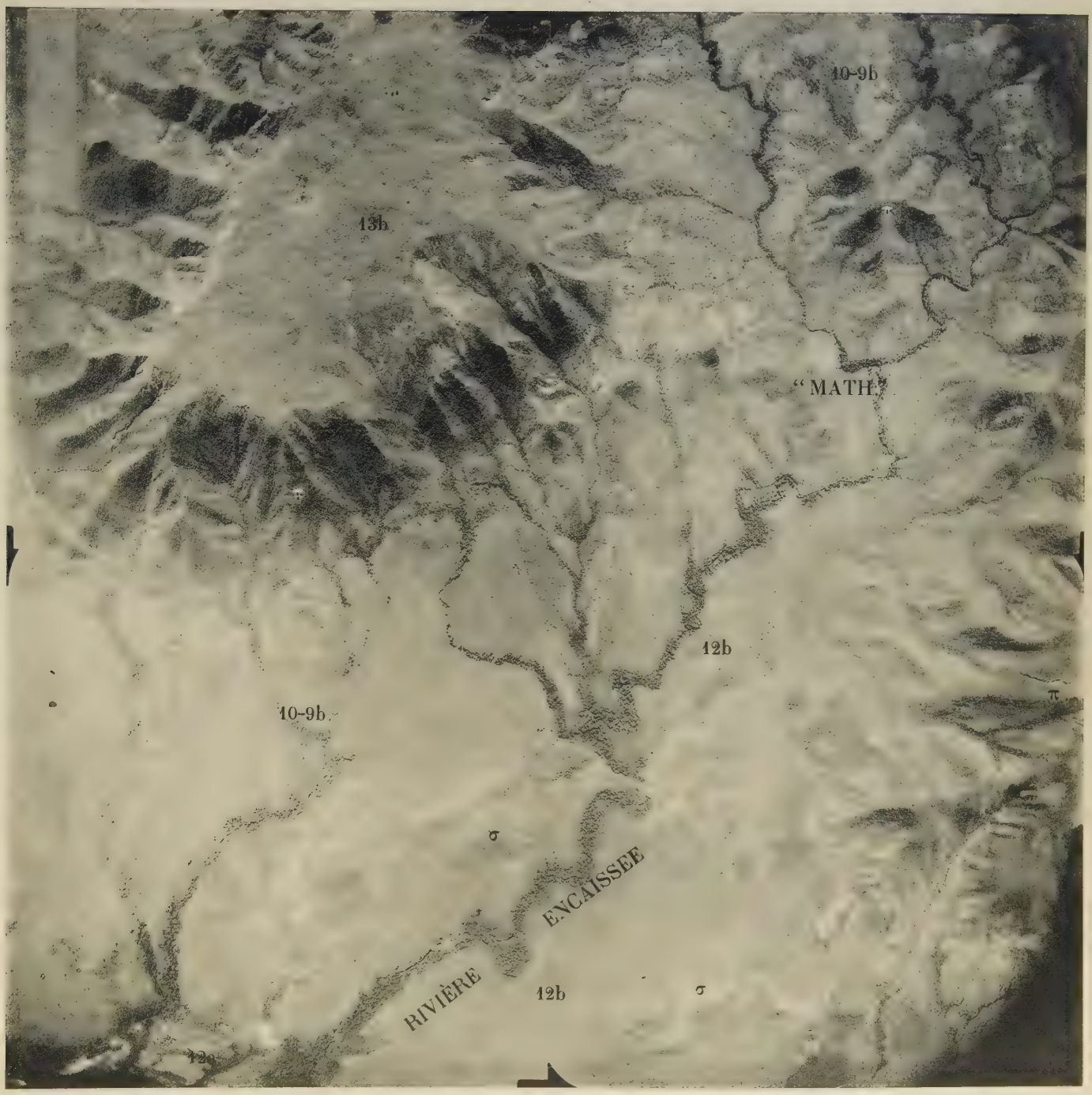
PLANCHE XX

La plateau de Tiéa : relique de pénéplaine sur péridotites (cycle I).

(Voir f. 4).

13 b : latérites ferrugineuses en place, légèrement bosselées ; autrefois exploitées pour cobalt. — 12 b : latérites alluviales (vallée de la Rivière encaissée). — π : péridotites. — σ : serpentines (dans les basaltes). — 10-9b : basaltes. — 12 a : sables marins chromifères ; exploités tout près de ce point, à la « Franco ». « Math » : exploitation de chromite détritique (éluviale).

Sur cette photographie on a préféré ne pas tracer de contours géologiques, en particulier pour mieux laisser apparent le contraste entre les latérites du plateau de Tiéa et les pentes péridotiques.


10-9b
13b
"MATH."
12b
10-9b
ENCAISSEE
RIVIÈRE
12b

1

2

MÉMOIRE N° 67

PLANCHE XXI

1. *Les massifs péridotiques de la région d'Ouaco (bassin de la Taom).*

(Voir f. 3.)

Ces massifs (sombres) reposent sur les épanchements basaltiques paléogènes (savane mamelonnée claire).

Leur liaison primitive est manifeste.

Aucune « cheminée » n'apparaît au travers des basaltes mis à découvert.

H : S^{t} Homedeboa ; T : S^{t} Taom ; O : S^{t} Ouazangou ; HO : S^{t} Houadjelé ; Ou : S^{t} Oualeat ; Mn : gisement de manganèse *La Lune*.

2. *Le « rentrant » des basaltes paléogènes dans la vallée de la Kaouméré.*

(Voir aussi fig. 19 A).

10-9 b : basaltes ; π : péridotites ; Lat : latérites ferrugineuses ; P : position de la carrière de nickel des « Pin-Pin », non ouverte au moment où la photographie fut exécutée ; □ : position de la fig. 19 B ; M : S^{t} Mé Maoya.

Noter les formes molles des croupes à latérites et à nickel près de la carrière des Pin-Pin. Elles contrastent avec les arêtes aiguës qui dominent dans ce massif, où la pénéplaine du cycle I n'est plus guère visible ; cependant, à gauche du Mé Maoya, la surface bosselée représente un reste de cette pénéplaine.

MÉMOIRE N° 67

PLANCHE XXII

1. *Le massif péridotique du Koniambo et ses exploitations de nickel.*

Photographie aérienne oblique prise du NE (voir fig. 17 et f. 3 et 4).

Au premier plan, collines de terrains métamorphiques et de formation de la Congo, couvertes de végétation. Entre celles-ci et la base du massif du Koniambo, bande claire et pelée de formation à charbon. Au delà du massif, collines basses et herbeuses de basaltes paléogènes, bien visibles par exemple à Pindjène (P). Plus loin le récif-barrière, puis la ligne d'horizon.

Du point de vue morphologique on notera en particulier la pente rapide des péridotites dominant la formation à charbon, la cluse de la rivière de Voh (RV), entre les plateaux du Tipouët (T) et du Katepahie (K). Il s'agit là d'un phénomène de surimposition.

La majorité des anciennes exploitations de nickel — coulées de déblais blanches sur la photo — ex. : Trazy (Tr), Guérioum (G), etc.), sont accrochées au rebord nord-est, interne, du massif, à une altitude relativement régulière ; c'est-à-dire se situent à l'intersection de l'ancienne pénéplaine (cycle I) et du front d'érosion principal.

2. *Le massif du Koniambo (partie) et ses exploitations de nickel.*

Photographie aérienne oblique prise du SW.

Sous cet angle on voit beaucoup plus nettement les reliques de l'ancienne pénéplaine, en particulier les plateaux du Katepahie (K) et du Tipouët (T). Sur la droite de la photo, la pénéplaine est beaucoup moins régulière, et est déjà profondément entamée et bosselée.

Cet angle montre beaucoup moins d'exploitations de nickel que celui de la fig. 1. Cependant toutes les reliques de la pénéplaine primitive, et d'une façon générale toutes les pentes douces, couvertes d'une plus ou moins grande épaisseur de latérites (les « belles croupes » des mineurs locaux), quelle que soit leur altitude, offrent encore un vaste champ de prospection et de développement. Toutes ces zones favorables pour nickel ont été entourées d'un tireté.

3. *Relief tabulaire et gisements de nickel : concession « Surprise 2 ».*

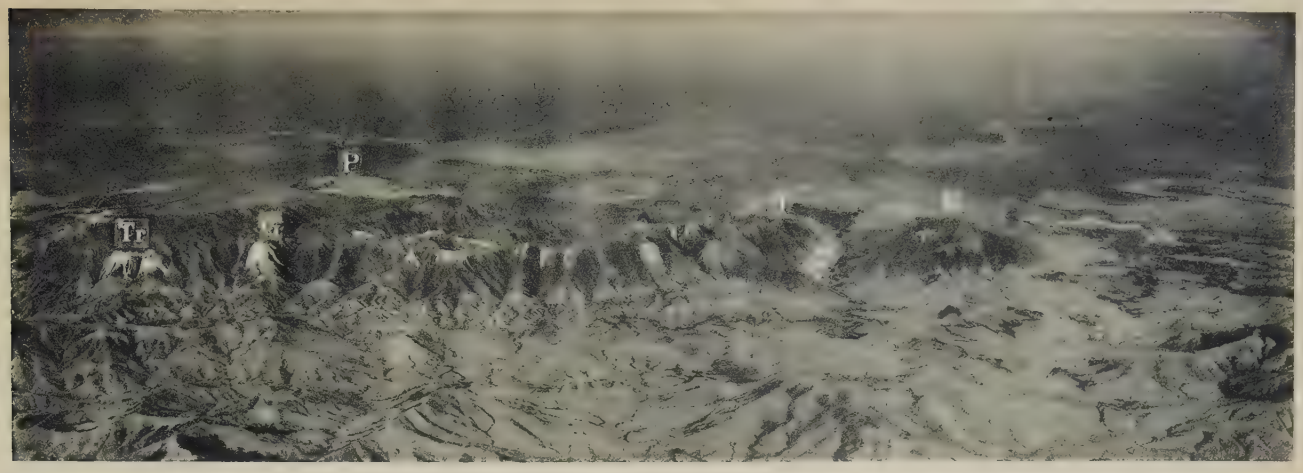
Entre les rivières Népoui et Ouha, dans le massif du Boulinda. Photographie aérienne verticale (voir aussi f. 4). Au milieu, en bas, petit plateau piqueté de prospects (taches blanches). A la lisière gauche du plateau, anciennes exploitations (coulées blanches de déblais) ; de bas en haut elles correspondent aux anciennes carrières « Colette » (C), « du Camp » et « Yvette » (Y).

On voit, sur cet exemple, comme sur les fig. 1 et 2, que les anciennes exploitations portaient essentiellement sur des zones minéralisées récemment découvertes de leurs latérites et déjà en cours d'attaque par l'érosion.

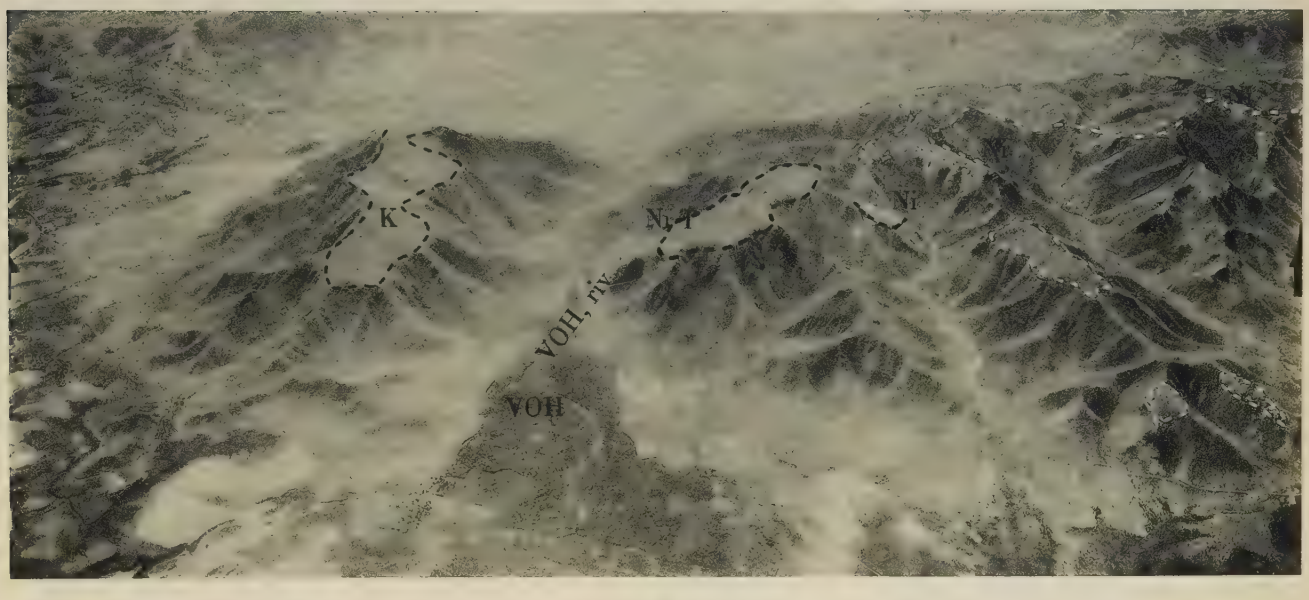
Les arêtes vives, à pentes fortes, ne sont qu'exceptionnellement minéralisées.

4. *Concrétions de giobertite dans alluvion argileuse.*

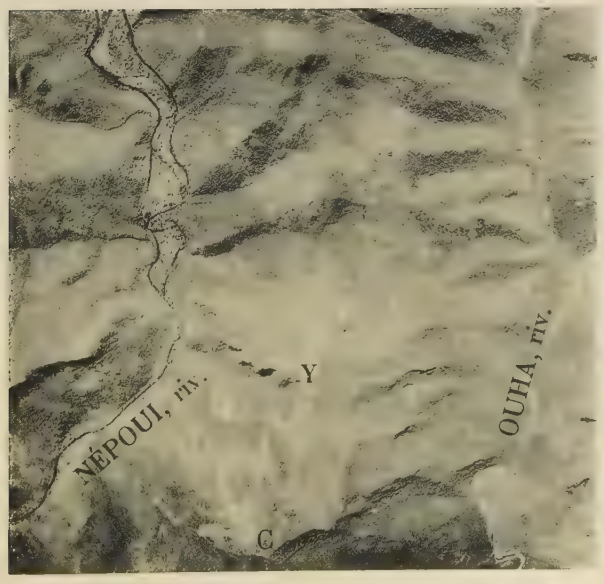
Sur piste entre la Station du Cap et le Cap Goulvain. Exemple de giobertite chimiquement « allochtone » ; magnésie descendant en dernier ressort des péridotites du massif du Mé Maoya.



1

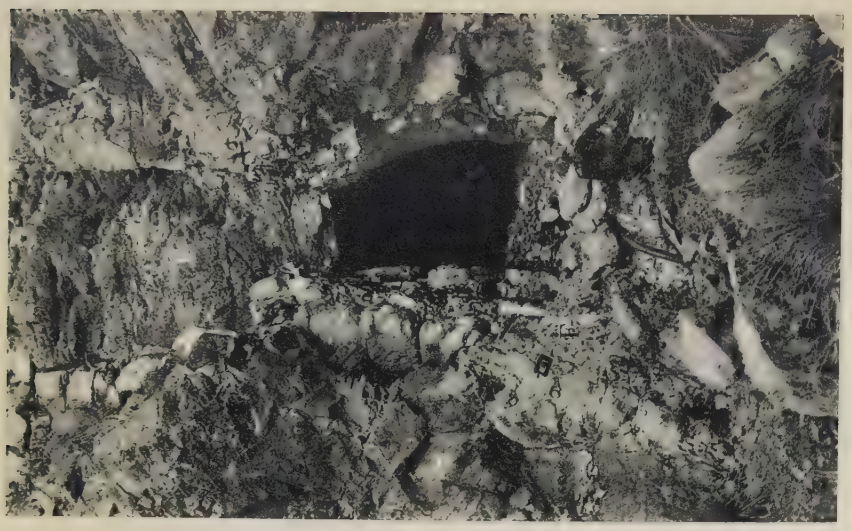


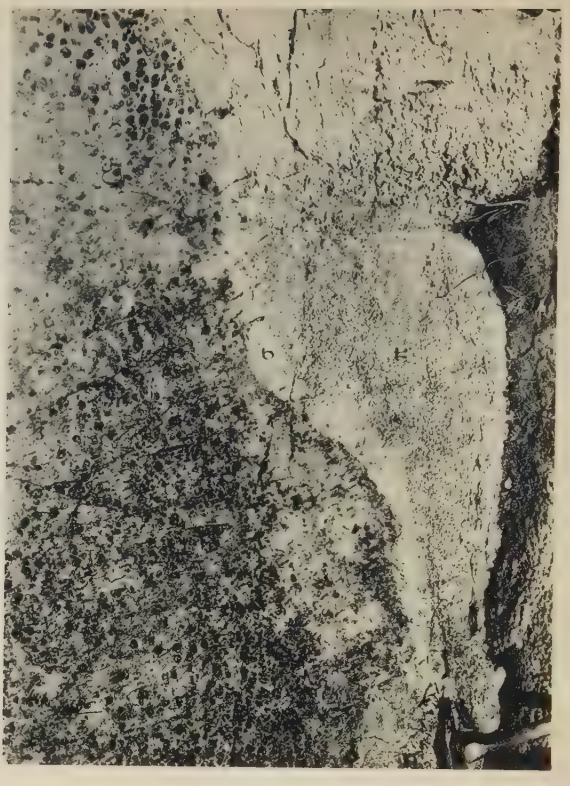
2



3

4





MÉMOIRE N° 67

PLANCHE XXIII

Gisements de chrome.

N. B. — Divers faits évoqués par ces figures seront plus amplement décrits et commentés dans le volume sur les gisements minéraux.

1. *Corps de chromite discordant par rapport au rubanement des péridotites* (cas exceptionnel).

Concession « Vieille-Montagne n° 2 », carrière 2 de la fig. 23.
Le rubanement r plonge vers l'arrière de la figure ; le contact chromite-péridotite est discordant par rapport à ce rubanement.

2. *Entonnoir de la mine Tiébaghi*, face sud-est.

Au sommet, latérites. Lignes horizontales : anciens niveaux d'exploitation de la carrière.
La péridotite montre un rubanement r plongeant de gauche à droite (au SW), et des joints J presque orthogonaux à ce rubanement.

3. *Filon couche de chromite.* Mine Fantoche, altitude 170 m.

F : filon-couche. — σ : serpentine « congénère », à patine claire, bordant le filon-couche. — π : péridotite (harzburgite serpentinisée).
Le rectangle indique la position de l'échantillon correspondant à la fig. 7 de la Pl. XXIV.

4. *Rubanement dans les péridotites.*

Concession « Vieille Montagne n° 2 », carrière 2 de la fig. 23.
Les rubans les plus riches en pyroxène orthorhombique sont en saillie.

5. *Un liseré de serpentine « congénère », au contact de minerai « léopard ».*

Concession « Vieille Montagne n° 2 », carrière 3 de la fig. 23.
π : harzburgite serpentinisée banale, à pyroxènes bastitisés en saillie (surface hérissée) ; patine d'altération orangé-rouge. — Cr : minerai de chromite « léopard ». — σ : serpentine « congénère », à patine jaune clair (épaisseur : 5 cm).

MÉMOIRE N° 67

PLANCHE XXIV

1. *Chromite xénomorphe typique* ..... LN × 70.
Dans dunite tendant vers harzburgite, indemne de serpentinisation.
Rivière Kaouméré, route de la mine de nickel « Pin-Pin », non en place (895).
Chromite translucide rouge, présentant des « limites mutuelles » aussi bien avec l'enstatite qu'avec l'olivine. Elle a donc fini de cristalliser au plut tôt en même temps que ces silicates.

2. *Chromite automorphe typique* ..... LP × 100.
Dans serpentine à 5 cm de minerai. Mine Chagrin, niveau 86, « nouvelle masse » (1235).
Noter l'auréole d'antigorite dont les fibres sont perpendiculaires aux bords du grain de chromite. Cette auréole est limpide en LN alors que l'antigorite du fond de la roche est largement pigmentée.

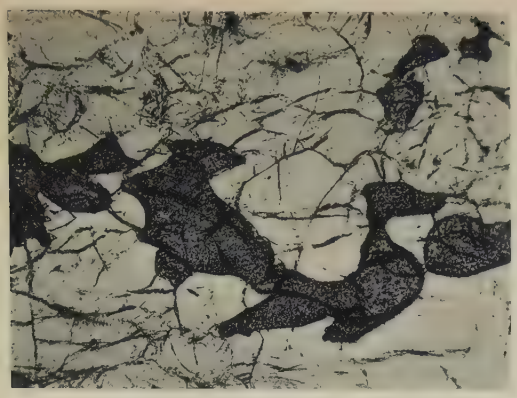
3. *Chromite automorphe avec veinules d'antigorite* ..... LN × 200.
Dans serpentine en damier, tout près du contact avec le minerai.
Mine Tiébaghi, niveau 375, travers-banc A (1168). La veinule de droite au moins, avec son filet médian de magnétite poudreuse, peut être considérée comme une veinule de remplissage. En bas à gauche, début de corrosion.

4. *Variation de composition dans un grain de chromite* ..... LN × 20.
Dans minerai rubané.
Mine Alpha, entrée droite de la carrière (1191).
Gros grain de chromite translucide, parcouru de fines veinules d'antigorite. Ces veinules semblent être souvent de remplissage, mais d'autres fois de remplacement.
De part et d'autre des veinules la chromite est opaque.

5. *Variation de composition dans un grain de chromite* ..... LN × 60.
Dans dunite serpentinisée.
Mine Alpha (1190).
Grain subautomorphe, avec veinules d'antigorite. Au contact des veinules, ainsi qu'à la périphérie du grain, la chromite est opaque, alors qu'elle est légèrement translucide à l'intérieur. Noter la petite « tumeur » opaque au sommet du grain. On peut admettre que ces bordures opaques se sont formées par dépôt du fer libéré lors de la serpentinisation. Cette adjonction d'une couche ferrugineuse — où cette introduction de fer dans la couche périphérique — semble être postérieure aux veinules car, à leur extrémité supérieure, la communication de celles-ci avec l'antigorite interstitielle est oblitérée.

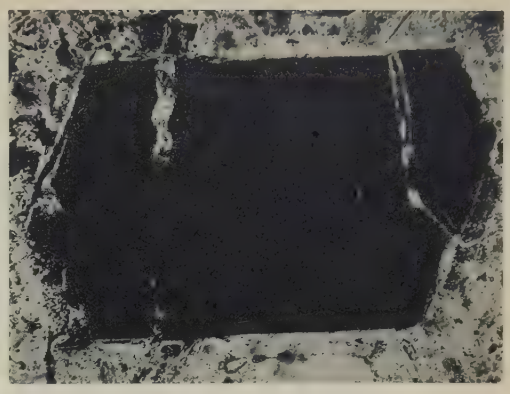
6. *Exemple typique de remplacement de la chromite par l'antigorite* ..... LN × 200.
Dans serpentine en damier, tout près du contact avec le minerai. Mine Tiébaghi, niveau 375, travers-banc A (1168).
Le grain de chromite a conservé son contour général automorphe, mais il est profondément pénétré par des golfes antigoritiques. A noter que la même préparation contient des grains de chromite non ou très peu corrodés, avec veinules de remplissage (et non de remplacement).

7. *Orientation des grains de chromite dans minerai « piqué » au contact minerai-serpentine « congénère »* ..... LN × 30.
Mine Fantoche, affleurement à altitude de 170 m dans le creek (1248) ; l'échantillon a été prélevé suivant le rectangle noté sur la fig. 3 de la Pl. XXIII.
Grains de chromite subautomorphes à xénomorphes, traversés par deux systèmes de veinules antigoritiques. Une direction (W-E sur la photo) est particulièrement nette ; elle est perpendiculaire au contact minerai-serpentine « congénère » (voir Pl. XXIII, fig. 3). Une autre direction (N-S), moins régulière et moins constante, n'est représentée ici que par une seule veinule en haut de la photo ; elle est parallèle au contact.
Ces deux directions, et surtout la direction W-E, sont également visibles, quoique moins régulières, dans la gangue antigoritique et se prolongent dans la serpentine « congénère ».



1

2



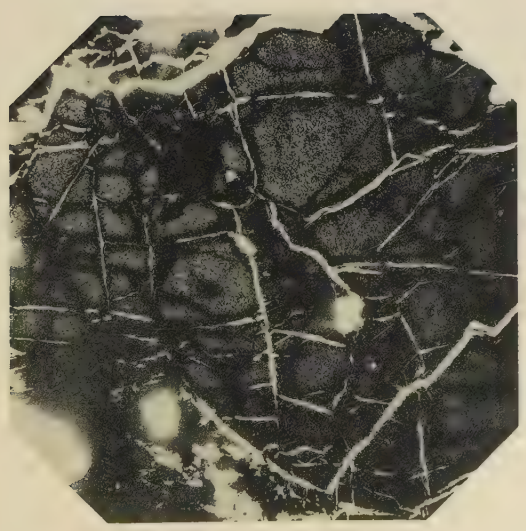
3

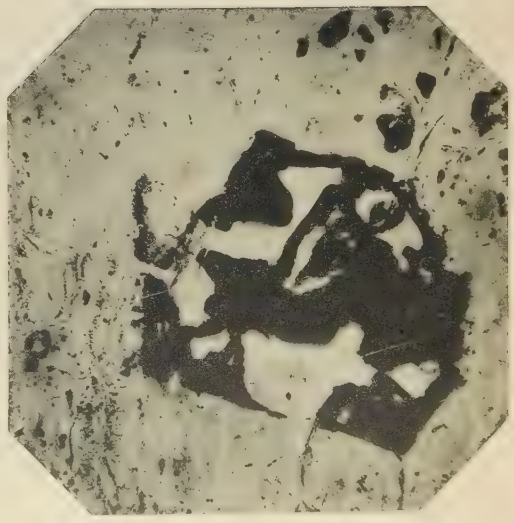
7

4

6

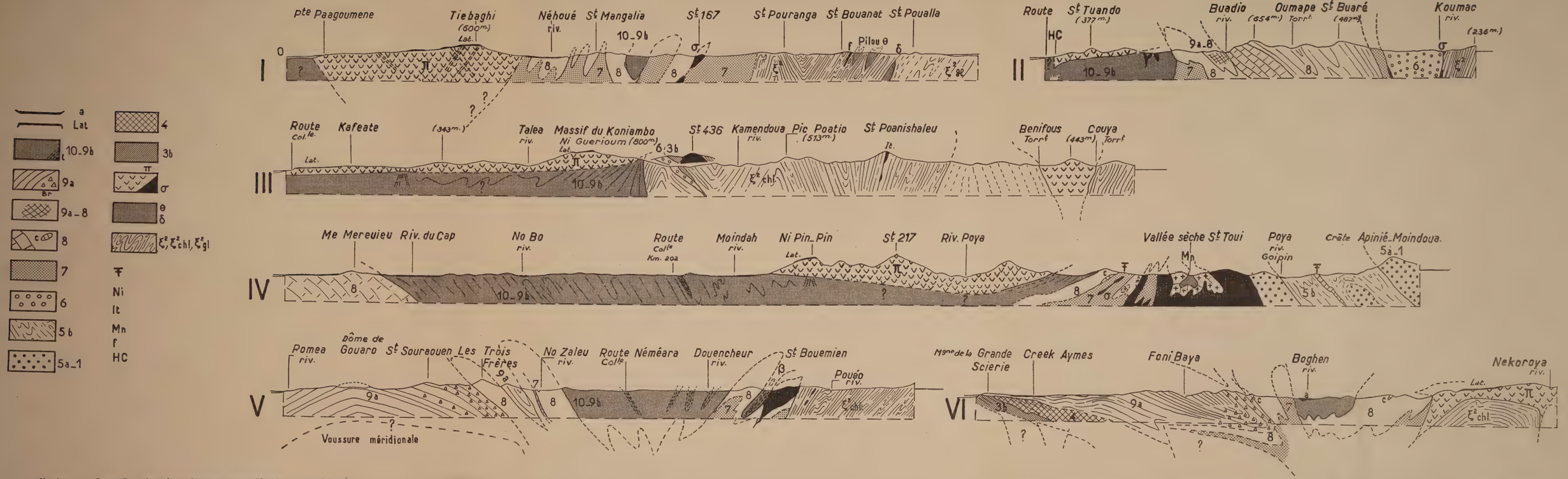
5





COUPES A TRAVERS LE VERSANT OCCIDENTAL DE LA NOUVELLE CALÉDONIE

Échelle des longueurs et des hauteurs : 1/100.000e. Les trajets de ces coupes sont indiqués sur les feuilles au 100.000e. Profils établis par le Service topographique de la Nouvelle Calédonie.



a : alluvions. — **Lat** : Latérites ferrugineuses sur péridotites. — **10-9 b** : Épanchements basaltiques sous-marins d'âge paléogène : basaltes α ou basalt-andésites ; **t** : tufs, jaspes et argillites intercalés. — **9 a** : Formation du flysch = Éocène II (Eocène supérieur). — **9a-8** : Brèches et microbrèches de la rivière Buadio (coupe II). — **8** : Formation phtanitique et calcaire = Éocène I (Éocène inférieur) ; **c** : calcaires. — **7** : Formation à charbon (Jurassique à Sénonien). — **6** : Formation des conglomérats de la Congo (coupe III) ; formation des grès et schistes feldspathiques du bassin de Koumac (coupe II). — **5b** : Jurassique supérieur, principalement Oxfordien à *Inoceramus*. — **5 a-1** : Formation des grauwackes (Carbonifère ? Permien-Trias-Lias). — **4** : Lias. — **3b** : Trias supérieur. — **π** : Péridotites serpentinisées ; **σ** : serpentines dominantes. — **θ** : Gabbros, dolérites, para et métadolérites ; **δ** : Glaucophanites. — **ξ²** : Séricitoschistes et phyllades ; **ξ² chl** : Séricitoschistes avec schistes chloriteux ; **ξ² gl** : Séricitoschistes à glaucophane. — **Ŧ** : Gisements fossilifères. — **Ni** : Gisements de nickel. — **It** : Itabirites (coupe III). — **Mn** : Gisement de manganèse (coupe IV). — **f** : Filon principal de la mine de cuivre Pilou (coupe I). — **HC** : Indices d'hydrocarbures (coupe II).